

МАГМАТИЧЕСКИЕ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
В
ИСТОРИИ
ЗЕМЛИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ ОРГГИГН
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук *В. Б. Василенко*

4619



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986



УДК 552.11 + 552.31 + 552.24

Магматические и метаморфические формации в истории Земли. — Новосибирск: Наука, 1986.

Обсуждаются проблемы формационного анализа, петрологии и глобальной эволюции состава магматических и метаморфических формаций в истории Земли, дается характеристика формаций различных структурно-фацальных зон, отдельных регионов СССР и определенных типов и провинций. Материалы сборника отражают последние достижения отечественной науки в области изучения магматических и метаморфических формаций.

Сборник рассчитан на геологов, занимающихся исследованием магматических и метаморфических формаций и решением общих вопросов их генезиса и эволюции.

Рецензенты *С. С. Долгушин, В. В. Хлестов*

Редакционно-программная коллегия:

д-р геол.-мин. наук *А. Ф. Белоусов*, д-р геол.-мин. наук *О. А. Богатиков*, канд. геол.-мин. наук *В. Б. Василенко*, д-р геол.-мин. наук *А. М. Кривцов*, канд. геол.-мин. наук *Л. Г. Кузнецова*, д-р геол.-мин. наук *Г. Г. Лепезин*, д-р геол.-мин. наук *И. П. Михайлов*, чл.-кор. АН СССР *Г. В. Поляков* (главный редактор), д-р геол.-мин. наук *В. В. Ревертато*, канд. геол.-мин. наук *А. К. Симон*, чл.-кор. АН СССР *Н. В. Соболев*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Основная задача VII Всесоюзного петрографического совещания, посвященного памяти выдающихся советских петрологов — академиков Ю. А. Кузнецова и В. С. Соболева, — обсуждение актуальной в настоящее время проблемы происхождения и эволюции магматических и метаморфических формаций в истории Земли.

Именно на эту обширную и многоплановую проблему, на углубленную разработку отдельных ее аспектов Оргкомитет совещания ориентировал авторов данного сборника. Публикуемые статьи вскрывают определенные «центры притяжения» интересов советских петрографов, представляющих разные научные школы и направления.

Важное место в книге занимают вопросы развития формационного анализа в магматической и метаморфической геологии и его методологии. Большое внимание уделено глобальным закономерностям эволюции магматических и метаморфических формаций, а также некоторых отдельных типов пород и порождающих их петрогенетических процессов во времени, т. е. в ходе геологической истории Земли. При рассмотрении проблемы вскрыты интересные связи между магматизмом и метаморфизмом, с одной стороны, структурными состояниями и геодинамическими режимами литосферы — с другой, что открывает новые возможности для синтеза современных геотектонических и петрологических концепций и моделей. Значительное место отведено исследованиям, посвященным генезису различных групп пород и формаций и разработке соответствующих петрологических моделей. В ряде статей рассматривается эволюция магматизма и метаморфизма в отдельных регионах СССР и в крупных сегментах Земли.

Материалы совещания, не вошедшие в этот сборник, публикуются в специальном выпуске журнала «Геология и геофизика».

Г. В. ПОЛЯКОВ, А. Ф. БЕЛОУСОВ, В. Н. ДОВГАЛЬ,
Э. П. ИЗОХ, А. П. КРИВЕНКО

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА В МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Проблема магматических формаций, впервые обсуждавшаяся на II Всесоюзном петрографическом совещании в 1958 г., входила в число ведущих тем всех последующих петрографических совещаний. Таким образом, формационное направление в магматической геологии интенсивно развивается уже около тридцати лет, и, естественно, необходимо подвести некоторые итоги, обсудить современные и перспективные задачи в этой области.

В развитии формационных исследований намечаются три этапа. В начальный период (50-е и 60-е годы) формационные исследования в магматической геологии становятся самостоятельным научным направлением — учением о магматических формациях. В это время формулировались основные понятия, терминология и номенклатура, разрабатывались приемы и правила выделения, изучения и картирования конкретных магматических ассоциаций — магматических комплексов, предлагались первые классификации магматических формаций, были выделены и охарактеризованы некоторые стандарты — типовые магматические формации, на основе которых стала возможной систематика разнообразных магматических ассоциаций.

Теоретические и методологические основы учения о магматических формациях изложены в монографии Ю. А. Кузнецова «Главные типы магматических формаций» [4]. Это первое и пока единственное столь крупное и целенаправленное обобщение, в котором наряду с теоретическими и методологическими основами учения о магматических формациях дана сравнительная характеристика главных типов магматических формаций, рассмотрены особенности их состава, происхождения, металлогении и общие закономерности размещения в структурах земной коры. Предложенная Ю. А. Кузнецовым систематика магматических формаций, базирующаяся на вещественных и тектонических признаках, послужила основой для других классификаций магматических формаций, а также легенд к картам различного рода (главным образом мелко- и среднемасштабным, геологическим, формационным и прогнозно-металлогеническим) разных регионов СССР.

Второй этап (70-е годы) характеризуется широким использованием формационного метода в научных и производственных целях. Этот метод стал ведущим при геологическом картировании, прогнозно-металлогенических обобщениях и региональных петрологических исследованиях. Важный итог — выполненные многими союзными и республиканскими научными и производственными геологическими организациями крупные обобщения, сводки и карты по магматическим формациям отдельных регионов и территории СССР в целом. Особенно крупное достижение в этой области — составление карты магматических формаций СССР м-ба 1 : 2 500 000.

На современном этапе исследований формационный анализ отличается глубиной и многоаспектностью и применяется в решении многих актуальных научных и практических проблем геологии. По мере накопления сведений о магматических формациях и обобщения этих данных по отдельным регионам и в глобальном плане расширялись и углублялись задачи формационного изучения соотношений магматизма и тектоники, магма-

тизма и рудообразования, проблем магмо- и петрогенеза, эволюции магматизма, принципов систематики магматических формаций и т. д.

Продолжается разработка традиционного тектонического аспекта формационного анализа магматических образований. Выполнены региональные обобщения, составлены карты магматических формаций по многим районам СССР: Казахстану и Средней Азии, Кольскому региону и Карелии, Уралу, Сибири и Дальнему Востоку; подобные обобщения сделаны также по ряду зарубежных стран.

В последнее время благодаря работам петрографов и металлогенистов ВСЕГЕИ, ИГиГ СО АН СССР и ГИН АН КазССР особое значение приобрела проблема парагенезисов магматических формаций, т. е. их возрастных и латеральных рядов, познание которых открывает новые возможности для выяснения общих закономерностей в связях магматизма с определенными типами тектонических режимов и структур, с глубинным строением этих структур, региональной металлогенией и т. д. На необходимость выделения и изучения крупных формационных категорий — рядов, групп, серий — в свое время обращали внимание Ю. А. Кузнецов, Е. К. Устиев, В. Е. Хаин и другие ученые.

Однако в связи с задачами детальных региональных исследований, в частности государственной крупномасштабной геологической съемки, к которой сейчас приступают производственные геологические организации, возникает необходимость в детализированном формационном анализе магматических образований отдельных территорий с более дробным их расчленением на комплексы или другие ассоциации еще более мелкого порядка в ранге «субкомплексов», очаговых ареалов и т. п. Формационный анализ магматических образований, ориентированный на крупномасштабное геологическое картирование и детальные металлогенические построения, недавно применен геологами Узбекистана при создании карты магматических комплексов Узбекской ССР. Ее авторы справедливо подчеркивают, что при составлении подобных карт должен в наибольшей мере учитываться и использоваться вещественный аспект формационного анализа.

Вместе с тем тектонические обстановки, обычно широко используемые как основа для систематики магматических формаций, нуждаются в более углубленной проработке, а их классификация — в совершенствовании. Очень мешают неустойчивость и несовершенство существующей тектонической терминологии и неоднозначность тектонических понятий. За последние два десятилетия терминология тектонических обстановок, используемая при описании магматизма, особенно в связи с разработкой плитной тектоники, радикально обновлена и усложнена. К сожалению, зачастую замена терминов не сопровождается уточнением понятий и критериев выделения тектонических обстановок и структур.

Подход магматистов к имеющимся тектоническим классификациям и критериям связи магматизма и тектоники должен быть специализированным, основанным на независимом учете тектонических и вещественных признаков. Обычным недостатком ссылок на тектонические обстановки формирования той или иной ассоциации является то, что в тектонические понятия вкладывается не собственно тектоническое, а петрографическое содержание или, наоборот, магматическая формация определяется не столько по своим внутренним (вещественным) признакам, сколько по внешним (тектоническим, историко-геологическим и т. п.). Сейчас становится очевидным, что необходимо учитывать прямые геологические данные об обстановках формирования магматических формаций, с одной стороны, и вещественный состав, с другой, чтобы объективно оценивать корреляционные связи между магматизмом и тектоникой. В этом аспекте интересны такие пока немногочисленные тектонические структуры, которые обладают отчетливо специфическим магматизмом и для которых последний имеет диагностическое значение. Ю. А. Кузнецов в последние годы особо подчеркивал необходимость отдельного анализа тектоники и магматизма с последующим переходом к их синтезу.

Следует так осмыслить типы тектонических обстановок магматизма, чтобы рациональнее подойти к объяснению особенностей его массовости, состава, структуры и происхождения. Подобная ревизия была предпринята при обзорном изучении гранитоидных [3] и вулканических [1] формаций. Аналогичные задачи стоят и перед региональным тектономагматическим анализом.

Формационный анализ магматизма крупных территорий широко используется в настоящее время при изучении общих закономерностей и тенденций в развитии геологических процессов и эволюции состава земной коры и литосферы. Недавно он был удачно применен при моделировании строения земной коры Юго-Западного Памира. Вопросы эволюции и металлогении вулканических поясов различных структурных типов решаются на основе данных о вулканических формациях [2].

Заметно углубляется петрогенетический аспект формационных исследований магматизма, стимулирующих развитие нового направления — формационной петрологии. Если в классической петрологии в основном рассматриваются отдельные типы магматических пород или магм в частных физико-химических моделях, то формационная петрология берет на вооружение также данные о геологической среде и геодинамике магматизма (реальная неоднородность исходных для плавления пород, структурно-геологические ситуации, механизмы выплавления, сегрегации и подъема магм и т. п.).

Развитие петрологии магматических ассоциаций привело к пересмотру традиционных генетических воззрений на магматизм. В частности, утвердилось положение о широкой полифилии магм, о самостоятельности магм и пород карбонатитовой, щелочно-салической, кислой, анортозитовой, базитовой групп, ультрабазитов пироксенитового и перидотитового ряда, которые обычно образуют сложные ассоциации.

Все более широко применяется формационный анализ при металлогенических построениях. Без него сейчас, по существу, не обходится ни одно крупное обобщение в этой области. Региональный металлогенический анализ включает формационный анализ магматических образований, изучение рудной специализации выделяемых в районе магматических комплексов, разработку петрологических и геохимических критериев их рудоносности. Оформляется в практически важное направление прогноз рудоносности магматических комплексов с использованием данных о вещественных признаках магматизма (прежде всего на основе петрохимии), с применением математических методов. В качестве примера можно сослаться на металлогенические исследования по медно-никелевым рудам на Сибирской платформе, на Северо-Западе СССР и в других регионах. Выяснено, что основные перспективные на эти руды связаны с наличием четко обособленных ультраосновных пород в ассоциации с высокомагнезиальными мафитами. Прогрессу в изучении состава гранитоидов в связи с их рудоносностью в значительной степени способствовали установление особенностей металлогении гранитоидов с низкощелочной и щелочной, с калиевой и натриевой специализацией, гранитоидов с набором признаков состава, свидетельствующих о «сухом» и «водном» режимах кислых магм, выявление и изучение гранитоидов с разной редкометалльной геохимической специализацией и соответствующим оруденением.

При выделении и исследовании эндогенных трансрегиональных рудоконтролирующих поясов в числе ведущих оказались формационно-магматические критерии. Формационный анализ магматизма внутри таких структур позволил выявить аномальность состава магматических ассоциаций в них, в частности появление высокомафических групп пород, а также повышенно-щелочных и повышенно-калиевых, обогащенных другими некогерентными элементами.

В последние годы усилилось внимание к вещественному аспекту формационного анализа магматических образований. На V Всесоюзном петрографическом совещании Ю. А. Кузнецовым и его сотрудниками была поставлена задача специальной разработки систематики магматических

формаций по составу. Предлагался и рабочий вариант этой систематики. К тому времени методика оценок состава магматических формаций и схема их классификации по такому признаку были апробированы новосибирской группой петрографов при изучении разнообразных формаций вулканического и плутонического рядов. Позже были выполнены обзорные работы по вулканическим, существенно базитовым и существенно гранитоидным формациям. Предложенная методика оценок и классификации магматических ассоциаций по составу оказалась весьма эффективной. Сейчас она применяется производственными геологическими организациями в различных регионах СССР при обзорных работах и пятидесяти-тысячной геологической съемке.

Сначала в составе ассоциации выделяются квазиоднородные группы пород с признаками самостоятельности. При этом учитываются геологические, петрографо-минералогические и химические данные о породах, используются математико-статистические оценки. Перечень выделенных петрографических групп и их соотношение по объему дают однозначное качественное представление о вещественном типе ассоциаций. Затем вводится развернутое детализированное петрохимическое подразделение для петрографических групп, входящих в ассоциацию. Разные признаки состава независимы; это делает классификацию гибкой и легко интерпретируемой, позволяет использовать при необходимости любые существенные признаки, включая петрохимические, минералогические, геохимические, структурные.

Формационный анализ магматизма, как мы старались показать, не свод «рецептов» и предписаний, а весьма гибкий и многоаспектный метод исследования магматических ассоциаций во всем их многообразии. Для его дальнейшего развития и усовершенствования необходимо учитывать многогранность магматических ассоциаций, дискретность магматизма во времени и пространстве. Из этого вытекает правомерность сосуществования различных поаспектных классификаций магматических ассоциаций. Важна также разработка строгого описательного языка магматических ассоциаций, основанного на их внутренних, структурно-вещественных признаках, которые непосредственно отражают петрологические механизмы зарождения и развития магматических систем. В будущем основой формационного анализа должна стать именно формационная петрология. Синтез собственно магматических и тектонических явлений необходим для общей реконструкции эволюции литосферы.

В заключение подчеркнем, что в настоящее время формационный анализ в магматической геологии приобрел значение эффективного метода познания существующих в природе разнообразных магматических ассоциаций, их состава, закономерностей размещения в структурах земной коры, происхождения и рудоносности. Его применение плодотворно в целом ряде основных направлений геологии: геологическом картировании и региональных обобщениях, металлогеническом анализе, петрологии, изучении эволюции геологических процессов в истории Земли, исследовании глубинного ее строения и других. Есть все основания полагать, что позиции этого метода в геологии будут укрепляться по мере его дальнейшего развития, совершенствования и углубления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. — Новосибирск: Наука, 1982. — 281 с.
2. Вулканические пояса Востока Азии/Под ред. А. Д. Щеглова. — М.: Наука, 1984. — 504 с.
3. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. — М.: Недра, 1978. — 137 с.
4. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964. — 387 с.
5. Магматические формации раннего докембрия территории СССР/Под ред. К. А. Шуркина, Ф. П. Митрофанова, В. М. Шемякина. — М.: Наука, 1980. — 285 с.

ОБЩАЯ СИСТЕМА МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Концепция минеральных фаций, разработка которой связана с именами В. Гольдшмидта, П. Эскола, Д. С. Коржинского, В. С. Соболева, составляет основу петрологии. Достижения последних лет в области термодинамики минералов и экспериментального изучения метаморфических реакций между ними создали предпосылки количественного представления минеральных фаций в координатах факторов метаморфизма — температуры (T), давления (P) и химических потенциалов (парциальных давлений) флюидных компонентов (H_2O , CO_2 и др.). Давление в этом наборе факторов имеет литостатическую природу и характеризует глубинность метаморфизма, определяясь весом вышележащих пород. Оно принципиально отличается от направленного давления (стресса), которое не входит в число факторов метаморфизма. Со стрессом связаны каталитическое воздействие на метаморфизм, образование сланцевых, гнейсовых, амфиболитовых текстур пород, метаморфическая дифференциация, но не возникновение новых минералов или парагенезисов. Давление флюидов ($P_{фл}$) обычно ниже литостатического, благодаря чему восходящие флюидные потоки фильтруются через толщи пород, обуславливая инфильтрационное перемещение вещества при метаморфизме. Парциальное давление флюидных компонентов, участвующих в метаморфических реакциях (H_2O , CO_2 и др.), составляет только часть общего давления флюидов, имеющих сложный состав (H_2O , H_2 , CO_2 , CO , N_2 , CH_4 , $NaCl$, HF и др.).

Соотношением параметров $P \geq P_{фл} \gg P_{H_2O(CO_2)}$ при произвольном $P_{H_2O(CO_2)}$ определяется термодинамический режим глубинного минералообразования. Соответственно для представления минеральных фаций горных пород должна использоваться пространственная диаграмма $T - P - P_{H_2O(CO_2)}$. На рис. 1 представлено ортогональное сечение такой диаграммы при $P_{H_2O} = 100$ МПа для метапелитов (продуктов метаморфизма глинистых отложений, бедных кальцием). Намеченные 12 фаций (полей диаграммы) названы по типичным метаморфическим породам, устойчивым в их пределах. Как следует из диаграммы, распространение фаций на глубину ограничивается линией геотермического градиента, которой определяются на каждом уровне глубинности предельно низкие температуры метаморфизма, отвечающие температурному фону земной коры. В режиме геотермического градиента происходит только преобразование рыхлых осадков в осадочные породы (диагенез) в результате их погружения по мере накопления осадочных толщ. Метаморфизм происходит в принципиально ином режиме, связываясь с дислокациями земной коры (склад-

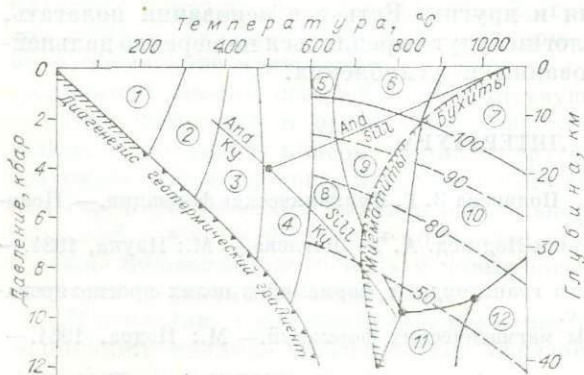


Рис. 1. Минеральные фации метапелитов.

Цифрами на рисунке обозначены фации: 1 — глинистых сланцев, 2 — филлитов, 3 — хлорит-мусковитовых сланцев (андалузитовых и кянитовых), 4 — мусковит-биотитовых (двуслюдяных) сланцев и гнейсов (андалузитовых, силлиманитовых и кянитовых), 5—7 — роговиков (5 — биотитовых, 6 — андалузит-кордиеритовых, 7 — пироксен-кордиеритовых), 8 — андалузит-силлиманит-кянит-биотитовых гнейсов, 9 — андалузит-силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов, 10 — гранат-кордиерит-гиперстеновых гнейсов, 11 — силлиманит-гиперстеновых гнейсов, 12 — кварц-сапфириновых гнейсов. Штриховые линии — изолинии (50—1000) железистости граната силлиманит-кордиеритовых гнейсов.

чатостью, разломами, внедрениями интрузивных масс) и аномальным подъемом температуры под воздействием на породы восходящих потоков ювенильных флюидов.

Среднетемпературные метapelиты в аспекте глубинности подразделяются по полиморфным модификациям Al_2SiO_5 (различаются андалузитовые, кианитовые и силлиманитовые породы (см. рис. 1). Субфации глубинности высокотемпературных метapelитов выделяются по силлиманит-гранат-кордиеритовым гнейсам, железистость минералов в которых понижается с ростом давления соответственно с реакциями смещенного равновесия типа гранат + кордиерит + силлиманит + кварц = более железистый кордиерит. Реакции характеризуются положительными объемными тепловыми эффектами, смещаясь с ростом давления и понижением температуры влево (в сторону образования более магнезиальных силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов), что на диаграмме (см. рис. 1) представлено системой штриховых линий, отражающей постоянную железистость граната кордиеритовых пород (использованы экспериментальные данные Л. Я. Арановича и К. К. Подлесского [1983] для «сухих» условий и под давлением воды, которая может входить в состав кордиерита). Изолинии проведены с учетом переменного содержания воды в кордиерите. В роговиках (см. рис. 1, фации 5—7) кордиерит представлен секторально сдвойникованными кристаллами и практически не содержит воды. С переходом от роговиков к глубинным гнейсам (фации 8—10) секторально сдвойникованный кордиерит («роговиковый») сменяется полисинтетически сдвойникованным, содержащим воду и другие летучие компоненты, стабилизирующие этот минерал и затрудняющие вытеснение его парагенезисом граната и силлиманита. Благодаря этому парагенезис граната с кордиеритом устойчив до очень высокого давления и при железистости граната около 50 вытесняется парагенезисом гиперстена с силлиманитом, свойственным наиболее глубоко эродированным докембрийским щитам и кристаллическим массивам (см. рис. 1, фации 11, 12).

На диаграмме схематически намечено поле устойчивости гранитов и мигматитов, кислых эффузивов и особого типа роговиков (бухитов), в которых устанавливается частичное плавление пород. Развитие мигматитов и гранитов так называемого корового типа в глубинных зонах метаморфизма связывается с усилением флюидного (водного) воздействия на породы. Оно прослеживается с переходом к орогенной стадии развития складчатых поясов и обусловлено возрастанием окислительного состояния флюидов ($H_2 \rightarrow H_2O$ и др.). В результате P_{H_2O} становится более высоким по сравнению с умеренными его значениями, принятыми при расчете минеральных фаций 1—12. Одновременно возрастает дебазифицирующее воздействие флюидов на породы, ведущее к разуплотнению глубинных зон и орогенному подъему складчатых поясов.

Минеральные фации базитов и метабазитов представлены на рис. 2. Различаются низко- (1,2), средне- (3—6) и высокотемпературные (7—14) фации, неодинаковые по глубинности, с возрастанием которой в породах распространяется гранат. Гранат в метабазитах, насыщенных кремнеземом, распространен более ограниченно, чем в метapelитах, и появляется только в глубинных зонах метаморфизма (фации 4, 6, 10—12, 14). Железистость его для двупироксен-плагноклазовых сланцев (фация 14) и амфиболитов (фация 11) характеризуется изолиниями (60—100), отражающими понижение его железистости с глубиной метаморфизма.

Режим кристаллизации основных магматических пород характеризуется на диаграмме положением линий ликвидуса (в разных окислительно-восстановительных условиях) и солидуса базальтовых, габбровых и эфолитовых магм. По условиям залегания магматические горные породы подразделяются на две фации — вулканическую и плутоническую, которые различаются по глубинности кристаллизации магм. Вулканические горные породы кристаллизовались на поверхности и вблизи поверхности земли в условиях сравнительно низкого флюидного давления (при соот-

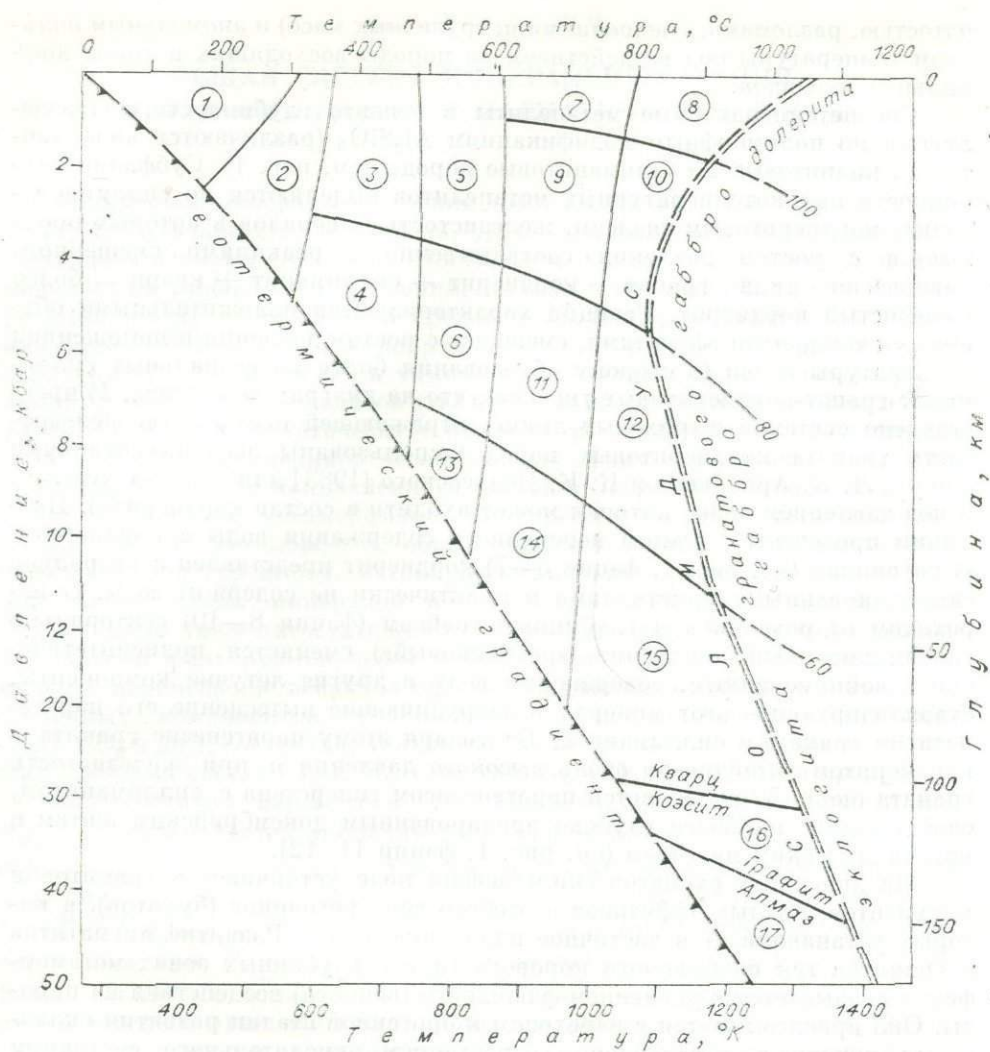


Рис. 2. Минеральные фации базитов и метабазитов.

Цифры на рисунке обозначены фации: 1 — метаморфизованных порфиритов и цеолитсодержащих пород, 2 — кальцит-хлоритовых и пренит-пумпеллитовых сланцев, 3 — зеленых эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев, 4 — зеленых и голубых алмандиновых и спессартиновых сланцев, 5 — эпидотовых амфиболитов, 6 — гранат-эпидотовых амфиболитов, 7, 8 — роговиков (7 — роговообманковых, 8 — пироксен-плаггиоклазовых, ларнитовых и спурритовых), 9 — амфиболитов, 10 — дупи-пироксен-плаггиоклазовых сланцев, 11 — гранатовых и клинопироксен-гранатовых амфиболитов, 12 — гранат-дупи-пироксен-плаггиоклазовых сланцев, 13 — амфибол-цоизитовых эклогитов, 14 — амфибол-овых эклогитов, 15 — эклогитов, содержащих кварц, 16, 17 — эклогитов, содержащих коэсит (16 — графитосных, 17 — алмазосных).

ветственно более высокой температуре — 1000—1200°), тогда как плутонические горные породы отвечают более высокому флюидному давлению и более низкой температуре кристаллизации (800—900°). По сравнению с плутоническими вулканические породы характеризуются более сильной разупорядоченностью атомной структуры минералов, в них содержатся более высокотемпературные минералы и их модификации (пижонит, анортотлаз, санидин, кристобалит, муллит), и они оказывают более высокотемпературное контактовое воздействие на вмещающие породы (с образованием бухитов и других роговиков санидиновой фации). Эти соотношения температуры кристаллизации пород различной глубинности свидетельствуют о том, что в развитии магматизма главная роль отводится флюидному режиму, так как само по себе литостатическое давление не понижает, а повышает температуру магматической кристаллизации. Возрастание температуры образования магматических пород с переходом от

плутонической фации к вулканической связано со снижением флюидного давления при подъеме магм к поверхности. Отделение флюидов сопровождается переохлаждением магм и ведет к образованию зональных кристаллов и вулканического стекла. Миграция флюидных компонентов из расплавов происходит дифференцированно вследствие их неодинакового химического сродства к силикатным расплавам (различной отделяемости от магм). Поэтому при переходе от плутонической фации к вулканической существенно изменяется не только давление, но и компонентный состав флюидов.

Особенно ярко выражена более легкая отделяемость водорода относительно воды, в результате чего с уменьшением глубинности и отделением флюидов содержание в них H_2O (восстановленность флюидов) понижается. Этим обусловлено наиболее принципиальное различие пород по степени окисления элементов, которая значительно выше в вулканических породах, чем в плутонических. Линия солидуса в условиях относительно низкого давления пересекает пижонит-двупироксеновое равновесие, по отношению к которому базальты подразделяются (после работ Х. Куно) на пижонитовый и двупироксеновый типы (по наличию или отсутствию пижонита в основной массе этих пород). Пижонитовые базальты отвечают режиму более низкого флюидного давления при их окончательной консолидации. Они называются еще толеитовыми и свойственны структурам рифтовой природы. Появление двупироксеновых базальтов связывается обычно с формированием складчатых структур сжатия и образованием очагов более высокого флюидного давления, которым свойственны также лейкократовые базальты и андезиты. С переходом к более глубинным

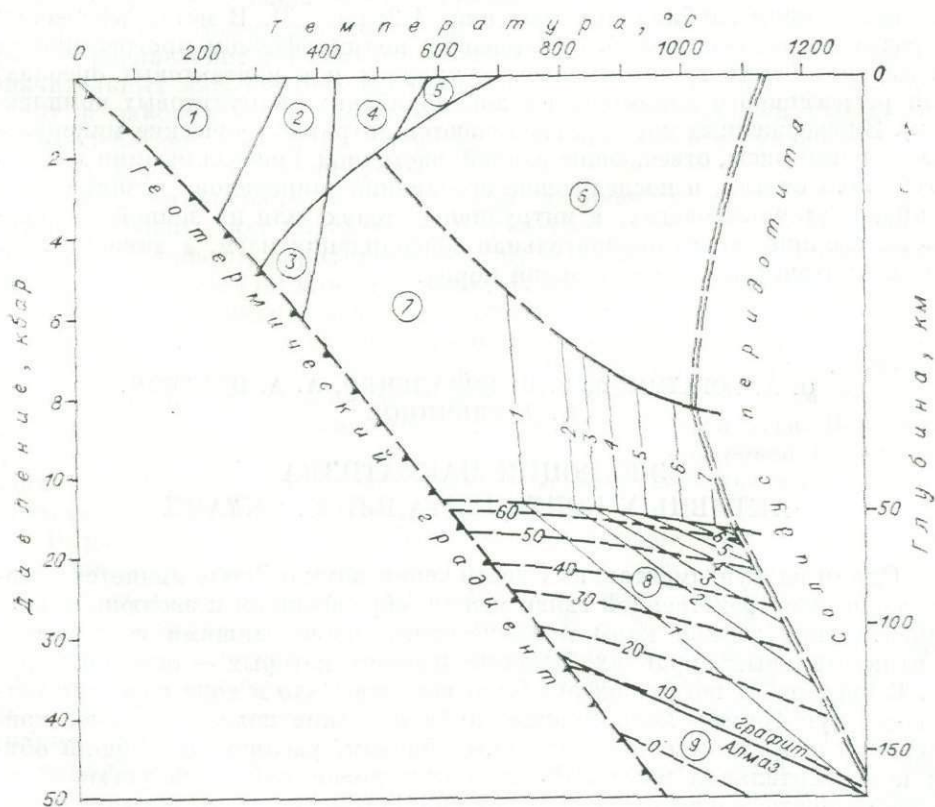


Рис. 3. Минеральные фации гипербазитов.

Цифрами на рисунке обозначены фации: 1—3 — серпентинитов (1 — бруситовых, 2 — форстеритовых и тальковых, 3 — энстатитовых), 4 — форстеритовых талькиитов, 5 — форстерит-антофиллитовых пород, 6—9 — перидотитов (6 — плагноклазовых, 7 — шпинелевых, 8 — хромшпинель-пироповых графитоносных, 9 — хромит-пироповых алмазоносных). Изолнии характеризуют содержание Al_2O_3 (мас. %) в ортопироксене (сплошные линии 1—7) и хромшпинели (штриховые линии 0—60) в перидотитах.

фациям базальты сменяются долеритами, офитовыми габбро, габбро и их гранатсодержащими разновидностями, соответствующими по фациальной принадлежности двупироксен-гранатовым плагиоклазовым кристаллическим сланцам. В пределах минеральной фации этих пород с ростом давления (или понижением температуры) плагиоклаз вытесняется гранат-клинопироксеновой ассоциацией минералов, свойственной эклогитам. Бескварцевые типы эклогитов возникают в условиях высокого давления вместо оливиновых норитов и габбро (или в результате их метаморфизма): ортопироксен + оливин + плагиоклаз = гранат + клинопироксен (фация бескварцевых эклогитов). Вместо нормальных норитов и габбро образуются эклогиты, содержащие кварц или коэсит. При наличии углерода различают графито- и алмазонаосные типы эклогитов.

Минеральные фации ультраосновных пород представлены на рис. 3, где выделяются поля устойчивости главных типов гипербазитов и продуктов их метаморфизма — серпентинитов различного минерального состава (бруситовых, тальковых, форстеритовых, энстатитовых, антофиллитовых). В условиях повышенного давления породообразующие минералы гипербазитов — оливин и энстатит — весьма стабильны и подвергаются гидратации только при значительном понижении температуры. На диаграмме намечаются фации глубинности перидотитов — плагиоклазовых, энстатит-шпинелевых и пироп-энстатит-хромшпинелевых (графито- и алмазонаосных). Изолиниями показаны вариации содержания Al_2O_3 в энстатите и хромшпинели пироповых перидотитов в зависимости от температуры и давления.

В горных породах при их детальном микрозондовом изучении устанавливается совмещенность парагенезисов минералов, отвечающих различным фациям глубинности (см. рис. 1,2; рис. 3). В метаморфических породах эта совмещенность обусловлена полиморфизмом прогрессивного (в фанерозойских гранитоидных куполах и в контактовых ореолах) или регрессивного характера (в докембрийских гранулитовых комплексах). В изверженных породах различаются интрателлурические минеральные парагенезисы, отвечающие ранней частичной кристаллизации магм в глубинных очагах, и последующие ассоциации минералов, возникающие в промежуточных очагах, в интрузивных телах или на земной поверхности, где происходит окончательная консолидация магм, а также в ходе постмагматических преобразований пород.

О. А. БОГАТИКОВ, В. И. КОВАЛЕНКО, А. А. ЦВЕТКОВ,
И. Д. РЯБЧИКОВ

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Одним из фундаментальных достижений наук о Земле является установление непосредственной связи между образованием и эволюцией континентальной земной коры и процессами, происходящими в активных континентальных окраинах, главный элемент которых — островные дуги. В ряде работ последних лет было показано, что в ходе развития островных дуг формируются мощные вулканические пояса, которые, причленяясь к древним континентальным блокам, увеличивают общий объем континентальной массы. Нашими исследованиями была установлена непрерывность магматической эволюции островных дуг, приводящей в конечном счете к созреванию континентальной земной коры. На фоне такой непрерывности могут быть выделены три типа островных дуг: юные, развитые и зрелые, различающиеся помимо специфики магматизма спецификой тектонического режима, метаморфизма, осадкообразования и металлогении.

Юные дуги (Тонга-Кермадекская, Марианская и др.) располагаются на значительном удалении от континентов и не имеют с ними непосредственной структурной связи. Характерные их особенности — малая мощность коры (15—20 км) и отсутствие в ней «гранитно-метаморфического слоя». Часть внутриокеанических юных дуг накладывается на крупные субконтинентальные геоблоки (Новая Зеландия, Япония и др.), определяющие специфику состава и эволюции магматизма в энсиалических сегментах.

В юных дугах устанавливается следующий эволюционный ряд магматических серий и формаций: толеитовые ассоциации океанической коры (фундамента юной островной дуги) → толеитовая серия (включая марианит-бонинитовую, базальтовую, базальт-андезитобазальтовую, андезитобазальтовую, базальт-плагиориолитовую формации) → К — Na с у б щ е л о ч н а я с е р и я * (базальт-трахиандезитовая, трахибазальт-тешенитовая формации) → и з в е с т к о в о - щ е л о ч н а я с е р и я (базальт-андезитовая формация).

Среди магматических образований резко преобладают породы толеитовой серии, причем соотношение объемов эффузивных и интрузивных членов примерно 10 : 1. Средний петрохимический тип изверженных пород отвечает андезитобазальту с 54,35% SiO₂. Наблюдается закономерное возрастание объемов средних и кислых пород от инициальных к более поздним фазам магматической деятельности, однако эта тенденция не универсальна. Проявления известково-щелочного магматизма носят еще эпизодический характер, часто имеют переходные к толеитовым сериям свойства, знаменуя, тем не менее, начало перехода юной островной дуги к следующей эволюционной стадии.

В процессе магматической эволюции юной дуги происходит прогрессивное раскисление верхних горизонтов земной коры за счет внедрения значительных масс средних и кислых магматических расплавов, что приводит к закономерной «континентализации» ее внутренней структуры. Взаимодействия мантийных магматических расплавов с сиалическим веществом коры еще ограничены.

Продолжительность магматической активности современных развитых островных дуг (Алеутская, Курильская и др.), располагающихся преимущественно в периферических частях океанов, уже значительно больше и достигает 60 млн. лет. Переход юной дуги к развитому состоянию связывается нами с началом массовых излияний андезитов и родственных им пород известково-щелочной магматической серии. Широко распространены на этой стадии породы К-субщелочной (шошонитовой) серии. Продукты известково-щелочного и шошонитового магматизма часто «надстраивают» разрез юной — толеитовой островной дуги. В результате возникают вулканические пояса с 30—40-километровой корой субконтинентального и континентального профиля. Толщина «гранитно-метаморфического слоя» может достигать 8 км.

В развитых дугах устанавливается следующий эволюционный ряд магматических серий и формаций: толеитовая серия (марианит-бонинитовая, базальтовая, базальт-андезитобазальтовая, базальт-андезитовая, базальт-плагиориолитовая формации) → К — Na с у б щ е л о ч н а я с е р и я (базальт-трахидолеритовая, базальт-трахиандезитовая, трахибазальт-тешенитовая формации) → и з в е с т к о в о - щ е л о ч н а я с е р и я (базальт-риолитовая, андезитовая, андезит-риолитовая, андезит-дацитовая, диорит-гранитоидная, габбро-долерит-базальтовая, габбро-гранитная формации) → К — Na с у б щ е л о ч н а я с е р и я (базальт-трахидолеритовая, трахибазальт-тешенитовая формации) → шошонитовая серия (абсарокит-шошонитовая, шошонит-латитовая формации) → К — Na с у б щ е л о ч н а я с е р и я (трахибазальт-тешенитовая формация). Формации ини-

* Здесь и далее разрядкой выделены непосредственные члены эволюционного ряда.

циальной толеитовой серии развитых дуг в вещественном отношении являются аналогами однотипных формаций толеитовой серии юных дуг.

Среди магматических образований резко преобладают породы известково-щелочной серии, при этом соотношение эффузивных и интрузивных членов примерно 3 : 1. Средний петрохимический тип пород отвечает андезитобазальту с 56,73% SiO_2 .

Выявленная в последние годы широкая распространенность продуктов $\text{K} - \text{Na}$ субщелочного магматизма, помимо современных этапов эволюции развитых дуг, на других, в том числе даже ранних, этапах (Алеутская, Новогейбридская и др.) позволяет выделять «нестандартный» тип магматической эволюции в отличие от стандартного типа, в котором $\text{K} - \text{Na}$ субщелочной магматизм следует во времени за толеитовым, известково-щелочным и шшонитовым.

К зрелым дугам нами относятся наиболее крупные островные системы, обладающие уже полностью сформированной в ходе докайнозойских этапов развития мощной континентальной корой (Япония, Новая Гвинея и др.). Ввиду большой продолжительности магматической эволюции и, как следствие этого, большой сложности геологического строения в них не всегда столь четко, как в развитых дугах, можно установить закономерность смены одних магматических формаций и серий другими. Это во многом обусловлено ролью мощного «гранитно-метаморфического слоя» в составе коры, возникающего уже на относительно ранних этапах развития зрелых дуг и, с одной стороны, контаминирующего мантийные магмы, а с другой — дающего начало самостоятельным анатектическим, коровым кислым и, возможно, средним магмам (риолитовым, трахитовым и др.).

В зрелых дугах резко преобладают породы известково-щелочной серии, составляющие 75—90% общего объема изверженного материала. При этом существенно возрастает роль плутонических формаций нормального ряда типа двуполевошпатовых и двуслюдяных гранитов и лейкогранитов. Средний петрохимический тип пород отвечает дациту с 66,73% SiO_2 . Возрастает также роль средних пород повышенной щелочности — сиенитов, монцонитов и их эффузивных комагматов, а также кислых членов шшонитовой серии — кварцевых латитов и К-риолитов. Щелочные серии ($\text{K} - \text{Na}$ и K) появляются только в зрелых дугах и не известны в юных и развитых. Они включают нефелинитовые, тефритовые, лейцититовые, лейцит- и нефелин-тефритовые, фонолитовые формации.

Изучение магматической эволюции островных дуг показывает, что в результате прогрессивного проплавления мантийного клина в направлении наклона зоны Заварицкого—Беньофа происходит миграция вулканических фронтов в сторону окраинного моря. В сочетании с латеральным интенсивным давлением субдуцируемой океанической плиты это может привести к постепенному закрытию окраинного моря, «раздавливанию» его фундамента и в конечном счете к причленению зрелой островной дуги к континентальной окраине. Последняя, начиная с этого момента, переходит в разряд активных и далее развивается в режиме окраин андийского типа. Видимо, нечто подобное происходило с крайней южной оконечностью Южно-Американского континента в юрское время, с западной частью Северной Америки в районе штатов Калифорния, Орегон и Вашингтон в палеозое и мезозое и с рядом районов Альпийско-Гималайского пояса в мезозое. В случае возникновения в тылу островной дуги зоны растяжения, сопровождающейся явлениями спрединга, перемещение островной дуги могло происходить и в обратном направлении, т. е. в сторону океана, однако аккреционный тип развития материков по крайней мере в палеозойско-мезозойскую эпоху, по-видимому, все же существенно преобладал.

Южно-Американский краевой орогенический пояс, являющийся типичным примером активных континентальных окраин андийского типа, сформировался в результате мезозойско-кайнозойских тектонических про-

цессов, сопровождавшихся исключительно высокой магматической, сейсмической и геотермальной активностью. Во многих районах здесь известково-щелочной, преимущественно андезитовый, вулканизм продолжался практически непрерывно, начиная с верхнего триаса. Смещение фронта вулканизма в глубь континента с захватом все более древней коры приводило к появлению интрузивных пород диорит-гранодиорит-гранитных (батолитовых) формаций. При этом базальтовый вулканизм (высокоглиноземистые базальты) закономерно сменялся более кислым (риолитовая пирокластика и игнимбриты). Кроме известково-щелочного магматизма в тыловой зоне Анд известны проявления шошонитового и $K - Na$ субщелочного магматизма.

В тех случаях, когда процесс субдукции под активную континентальную окраину андийского типа осложнялся явлениями взаимодействия рифтовых и субдукционных систем, а также тектонических коллизий, возникали сложные геодинамические обстановки (калифорнийского или монголо-охотского типа, Альпийско-Гималайского пояса и др.).

Перестройка тектонического режима и характера магматизма территории запада Северной Америки совпадает с моментом перекрытия около 30 млн. лет назад Северо-Американской плитой спрединговой системы Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь обнаружена следующая структурно-магматическая зональность, являющаяся важнейшим индикаторным признаком «калифорнийской» геодинамической обстановки: 1) прогиб Калифорнийского залива с мощной терригенной седиментацией и проявлениями океанического толеитового магматизма; 2) зона известково-щелочного вулканизма Каскадных гор и (частично) обрамления Калифорнийского залива (условия сжатия); 3) зона бимодального, субщелочного и щелочного вулканизма с редкими проявлениями известково-щелочного магматизма, приуроченная к области растяжения провинции Бассейнов и Хребтов. В целом поглощение срединно-океанических хребтов в зонах субдукции может вызвать три вида эффектов в зависимости от активности субдуцируемого хребта: прекращение магматизма (Антарктический полуостров, Южное Чили); его интенсификацию (Алеутская дуга); интенсификацию магматизма и рифтообразование (провинция Бассейнов и Хребтов). Важно подчеркнуть, что установленное на основе анализа магнитных аномалий время попадания подводных хребтов в зону субдукции совпадает с независимо установленным на основе анализа магматизма временем его прекращения или, напротив, интенсификации.

Активная деструктивная граница литосферных плит прослеживается и вдоль Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где южная часть Евразийской плиты контактирует с Африканской (Средиземноморье), Аравийской (Средний Восток) и Индийской (Гималаи, Западная Бирма) плитами. Скорости сближения плит оцениваются в 0,5 см/год для Средиземноморского и 3 см/год для Гималайского сегментов пояса. Характерной чертой, отличающей зоны континентальных коллизий от других областей конвергенции литосферных плит, является отсутствие пород толеитовой магматической серии. В то же время чрезвычайно широко развиваются породы известково-щелочных (вплоть до высококальциевых), шошонитовых и щелочных серий. Во всех сериях преобладают средние и кислые члены. Среди плутонических образований существенно преобладают лейкограниты. Сложность коллизионной обстановки в районе Средиземноморья, как и вообще коллизионных ситуаций, объясняется, видимо, широким распространением микроплит вдоль зоны коллизии. Очевидно, самые разные геодинамические обстановки при взаимодействии микроплит могут возникать в условиях коллизии главных плит — сжатия, растяжения, скольжения. Вероятно, именно с этим связано разнообразие магматизма в Средиземноморье (известково-щелочные серии разной щелочности, щелочные калиевые и натриевые серии, агпайтовые пантеллериты и т. п.). Несомненно, важную роль в формировании здесь щелочных серий могли играть также расколы и расчленения субдуцированных плит под Евразией (Липарская дуга) и процессы образования

окраинных морей (Тирренское, возможно, с западным побережьем Центральной Италии).

Существенные вариации состава магм в пределах активных континентальных окраин связаны с разнообразием факторов, контролирующих процессы генерации и дифференциации магм в этих областях. Здесь происходит частичное плавление восходящих мантийных диапиров, приводящее к появлению щелочных и субщелочных расплавов в случае протекания процесса на максимальных глубинах, толеитовых магм в промежуточных случаях и высококремнезистых расплавов при больших степенях плавления мантии в малоглубинных зонах. Важное значение имеют процессы кристаллизационной дифференциации в промежуточных камерах, нередко сопровождаемые селективной потерей водорода и возникновением относительно окисленных типичных известково-щелочных магм, явления ассимиляции гидротермально измененной океанической коры и сиалических пород континентальной коры, а также процессы мантийного метасоматизма с участием как ювенильных флюидов, так и летучих компонентов, освобождаемых при дегидратации субдуцируемой плиты. Многофакторность процессов, управляющих эволюцией магматических систем, приводит к тому, что даже наиболее типичные для континентальных окраин андезитовые магмы оказываются полигенетичными: они могут возникать в ходе фракционной кристаллизации исходных магм, близких к толеитовым базальтам, в окислительной обстановке, могут быть продуктами кристаллизационной дифференциации обогащенных SiO_2 и MgO первичных бонинитовых расплавов (и тогда они, как правило, характеризуются высокой степенью восстановленности), а могут получаться при ассимиляции сиалического вещества или смешении мантийных магм с палингенными сиалическими расплавами.

Исследование петролого-геохимических аспектов магматической эволюции активных континентальных окраин в тесной взаимосвязи с геологической обстановкой их проявления — основа познания закономерностей развития зон перехода от океана к континенту. Сейчас ясна их сложность, определяющая сложность моделей магмообразования. Развитие магматизма активных континентальных окраин подчеркивает необратимый характер эволюции литосферы Земли.

В. Н. МОСКАЛЕВА, В. Н. МОШКИН, Е. Е. ПОРОШИН,
Е. К. СТАНКЕВИЧ

ПАРАГЕНЕЗЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ — ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ

Под парагенезом магматических формаций понимается сближенная пространственно и во времени ассоциация формаций, обладающая определенными индикаторными признаками, указывающими на общность глубинных процессов их образования.

Устойчивая повторяемость сопряженных во времени и в пространстве определенных парагенезов магматических формаций позволяет предполагать периодическую повторяемость в геологической истории однотипных эндогенных процессов их образования, включающих генерацию первичных и родоначальных магм, их эволюцию и внедрение в верхние структурные этажи земной коры [1]. По вещественному признаку парагенезы магматических формаций типизируются на ультрамафит-мафические, мафические, мафическо-салические и салические нормальной щелочности и щелочные. Уровни генерации первичных и родоначальных магм определяют возникновение мантийных, мантийно-коровых и коровых парагенезов. В парагенезах магматических формаций могут проявляться последовательно в пределах одной структурно-формационной зоны (вре-

4619

менной ряд), близко синхронно на разных уровнях глубинности (вертикальный ряд) или же синхронно в смежных разнотипных структурных элементах (латеральный ряд). Самостоятельность формаций, объединяемых в парагенезы, обосновывается тем, что они могут встречаться независимо. В условиях геосинклинального, орогенного и рифтогенного режимов образуются определенные группы парагенезов магматических формаций.

В качестве индикаторов условий магмообразования и последующей эволюции расплавов используются некоторые петро- и геохимические признаки магматических формаций и особенности их породообразующих и акцессорных минералов. При этом акцент делается на выявление индикаторных признаков, указывающих на мантийный, мантийно-коровый или коровый источник магматических расплавов.

В группе мантийных парагенезов ультрамафических и мафических формаций наиболее устойчива ассоциация дунит-перидотитовой формации и формации натриевых базальтов, известная как «офиолитовая». В интрузивной дунит-перидотитовой формации этого парагенеза ультрамафиты серии дунит — гарцбургит — лерцолит, являющиеся главными ее членами, отличаются устойчиво высокой магнезиальностью и рассматриваются как продукт кристаллизации тугоплавкого рестита от выплавления базальтов, реализующихся в виде латерально-временного ряда вулканических формаций эвгеосинклинальных зон. В этом парагенезе в составе дунит-перидотитовой формации рассматриваются и габброиды, пространственно совмещенные с ультрамафитами. Формирование габброидов связывается с частичным плавлением ультраосновного рестита, сопровождаемым дифференциацией. На генетическую связь габброидов и ультрамафитов, образующих дискретные серии в составе формации, указывают петрологические данные и такие общие петрохимические особенности, как высокая магнезиальность, низкая щелочность и титанистость. В пользу единого магматического источника свидетельствует присутствие в верлитах габброидной серии высокохромистого хромшпинелида ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 58-66\%$), характерного для серии дунит — гарцбургит — лерцолит.

Парагенетические соотношения формаций дунит-перидотитовой и натриевых базальтов доказываются близкими изотопными соотношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и наличием в базальтах высокобарических минералов (хромшпинелидов и хромдиопсидов), соответствующих ликвидусу не базальтовых, а ультраосновных расплавов [5]. После отделения базальтовой составляющей в условиях верхней мантии ультраосновной и базальтовой расплавы, имеющие единый глубинный первоисточник, развивались отдельно, что приводило к отдельному формированию членов парагенеза в верхних структурных этажах земной коры.

Промежуточными между мантийными и мантийно-коровыми типами парагенезов являются ряды геосинклинальных базальтовых формаций: натриевых базальтов — риолитов, базальт-андезит-риолитовой, андезитобазальтовой. В их составе калийные члены образуют дифференциаты базальтовой магмы (до 1% объема пород) и производные вещества коры, составляющие самостоятельную серию пород (до 30% общего объема вулкаников). Различия геохимических признаков, в частности изотопных соотношений стронция, ориентировка трендов составов калийных пород в системе $\text{Ab}-\text{Or}-\text{Q}$ в направлении низкотемпературного трога и независимость их от типа дифференциации в сосуществующих базальтах свидетельствуют об образовании большей части калийных пород за счет палингенеза вещества земной коры под влиянием поднимающихся базальтовых расплавов [4]. Примером такого промежуточного типа парагенезов является также вертикальный ряд формаций натриевых базальтов — риолитов и габбро-диорит-плаггиогранитовой, калийные члены которых составляют не более 20% общего их объема. Становление этих формаций определялось преимущественным поступлением базальтовых расплавов и их кислых дифференциатов, а роль анатектического выплавления из вещества коры низкокалиевой гранитоидной магмы была второстепенной.

Условия выплавления ограничивались относительно высокими температурами (750—910°C) и диапазоном P_{H_2O} 0,5 — 2,0 кбар. Наличие резко подчиненных объемов гранитоидных пород в составе рассмотренного парагенеза свидетельствует о слабом взаимодействии базальтовых расплавов с веществом сиалической коры.

При более интенсивном взаимодействии мантийных расплавов и флюидов с веществом коры возникают мантийно-коровые парагенезы базальтовых, щелочно-базальтовых, ультрамафит-габбровых и богатых анортозитами габброидных формаций с крупными интрузиями гранитоидов, образующих самостоятельные формационные типы.

Связи мафических, мафическо-салических и салических формаций мантийно-корового парагенеза определяются степенью и уровнем плавления мантийного вещества и активным взаимодействием базальтовых расплавов и флюидов с субстратом земной коры и возникающими здесь анатектическими расплавами. Диапазон составов формаций зависит от дифференциации мантийных и коровых магматических расплавов, ассимиляции корового материала и смешения расплавов. Наряду с сопряженностью петрохимических особенностей всех членов парагенеза отмечаются существенные различия между ними по набору малых элементов. Характерным примером таких парагенезов являются парагенезы габбро-анортозитовой и рапакиви-гранитовой формаций, образование которых связано с рифтогенным режимом, а также близкие к ним по ряду признаков ассоциации перидотит-ортопироксенит-норитовых комплексов бушвельдского типа с рапакиви-подобными гранитами [2]. В качестве третьего члена часто отмечаются вулканические образования (базальты, риолиты, трахиты) бимодального состава. Установленные для пород различных габброидных комплексов этого типа парагенезов соотношения изотопов стронция и кислорода ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7028-0,7059$, $^{18}O/^{16}O = 7,1-7,4$) и значения K/Rb (> 350) наряду с высокими температурами кристаллизации основной массы пород (900—1400°C) свидетельствуют в пользу мантийных источников их первичных расплавов, претерпевших на пути к становлению формаций неоднократное фракционирование в промежуточных камерах на разных уровнях глубинности [7]. Глубина становления ультрамафит-габбровых и существенно габбро-анортозитовых интрузий варьирует от мезо- (10—15 км) до гипабиссальных (3—4 км).

Салические интрузивные члены рассматриваемого парагенеза представлены комплексами гранитов, специфическая структурная особенность которых — наличие в разных объемах овоидального калиевого полевого шпата с олигоклазовой каймой. Для рапакиви-гранитовой формации и гранитов бушвельдского типа характерен широкий разброс значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703—0,725), относительно низкие значения K/Rb (300—100), весьма высокая железистость пород и минералов и высокие содержания калия, фтора и рубидия. Все это позволяет предполагать возникновение первичных для гранитов рапакиви расплавов, главным образом в нижних частях коры (на глубинах 35—25 км) за счет субэвтектических выплавов из субстрата с варьирующим соотношением изотопов стронция под влиянием базальтовых расплавов и потоков мантийных флюидов. Лишь небольшая часть салических пород (некоторые сиениты, монцониты и «гибридные» граниты), входящих в состав парагенезов рассматриваемого типа, образуется за счет дифференциации габброидных расплавов или смешения этих расплавов с родоначальными гранитовыми. Кристаллизация гранитовых расплавов проходила преимущественно в мезогипабиссальных условиях при $P_{H_2O} = 0,5-4$ кбар и $T = 860-500^\circ C$.

К мантийно-коровому типу относится и парагенез тоналит-гранодиоритовой и предшествующих ей различных габбровых формаций, широко развитых в эвгеосинклинальных зонах фанерозойских складчатых областей. Петрогенезис пород тоналит-гранодиоритовой формации обусловлен анатектическим выплавлением эвтектической гранитовой магмы при региональном метаморфизме пород коры в условиях гранулитовой и ам-

фибrolитовой фаций ($T = 570-635^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,0-3,0$ кбар) и смещением с ней поступающих в кору базальтовых расплавов, дополнительно возбуждающих плавление более высокотемпературных ($750-910^{\circ}\text{C}$) магм, отвечающих составу тоналита и гранодиорита. Мантийно-коровая природа этой формации подтверждается вариациями значений изотопного соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, различных в разновозрастных ее комплексах (от 0,7025 до 0,7090—0,7109). Как для сложных по составу тоналит-гранодиоритовых комплексов, так и для предшествующих им габброидных комплексов характерны широкие вариации составов — от высокомагнезиальных, низкотитанистых и низкощелочных до высокожелезистых, высокотитанистых и субщелочных. При сравнении составов тоналит-гранодиоритовых, габбровых и базальт-андезитовых комплексов этого парагенеза обнаруживается сходство их петрографических и петрохимических тенденций эволюции [3].

В парагенезах существенно корового типа главная роль принадлежит формациям мафическо-салического и салического семейств при отсутствии самостоятельных мафических формаций. Характерны широкие вариации относительных объемов салических и мафическо-салических формаций, определяемых составом корового субстрата. Воздействие на него базальтовых расплавов и мантийных флюидов отражается преимущественно в насыщенности гранитоидов и кислых вулканитов «базальтовыми» компонентами. Среди парагенезов корового типа выделяются две различные группы. В одной из них гранитовая параавтохтонная формация на уровне анатектического выплавления (19—21 км при $T = 570-635^{\circ}\text{C}$) в коре пространственно совмещена с метаморфическими образованиями гранулитовой и амфиболитовой фаций. В составе гранитов этой формации постоянны типоморфные метаморфические минералы — силлиманит, ставролит, андалузит и гранат. Анатектическая коровая природа гранитовой формации подтверждается величиной соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равной 0,708 и признаваемой крайней для коровых образований [6].

Перемещаясь в более высокие горизонты земной коры, граниты сохраняют многие признаки, указывающие на парагенетическую связь их с метаморфическими комплексами.

Другая группа парагенезов — парагенезы лейкократовых и аляскитовых гранитов и сопутствующих им комагматических вулканических образований — не обнаруживает на уровне становления парагенетических связей с метаморфизмом. Выплавление расплавов формаций этого парагенеза в условиях консолидированной коры с мощным гранитоидным слоем вызвано воздействием флюидов, по-видимому мантийного происхождения. Образование лейкогранитовой и аляскитовой формаций отражает регрессивный этап теплового мантийного потока. В таких формациях развиты преимущественно лейкократовые, лишенные «базальтовых компонентов» граниты, формирование которых определяется в основном эвтектической схемой кристаллизации расплавов.

Петрологическое изучение парагенезов магматических формаций позволяет более обоснованно, чем при изучении отдельных формаций, представить условия генерации первичных мантийных и коровых расплавов, их эволюцию и взаимодействие с веществом коры.

Выявление характера связей парагенеза формаций имеет большое значение для определения металлогенической продуктивности магматических образований, так как месторождения некоторых генетических типов возникают лишь в процессе эволюции определенных парагенезов магматических формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А. Парагенезы магматических формаций и тектонические режимы. — В кн.: Петрология. Доклады советских геологов на 26-й сессии МГК. М.: Наука, 1980, с. 13—20.
2. Мошкин В. И., Дагелайская И. И., Ларин А. М. Анортозит-гранитовые парагенезы формаций докембрия континентов и их рудоносность. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Наука, 1981, с. 10—12.

3. 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—14.
4. Порошин Е. Е. О взаимосвязи салических и ассоциирующих с ними мафических вулканогенных пород.— Геол. и геофиз., 1980, № 7, с. 139—144.
5. Порошин Е. Е., Багдасаров Э. А. Акцессорные хромшпинелиды из нижнекембрийских базальтов Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1984, № 9, с. 88—97.
6. Chappel B. M., White L. I. R. Two contrasting granite types.— Pacific Geol., 1974, v. 8, p. 173—174.
7. Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions.— Geol. Soc. of South Africa. Spec. publication, 1970, N 1.

Ю. И. ДМИТРИЕВ, Е. Е. ЛАЗЬКО, А. А. ЦВЕТКОВ,
Е. В. ШАРКОВ

ЭВОЛЮЦИЯ ОКЕАНСКОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Изучение закономерностей океанского магматизма в истории Земли позволяет судить о базовых тенденциях изменения физико-химических параметров глубинного вещества нашей планеты, замаскированных в континентальных сегментах литосферы влиянием мощной и гетерогенной сиалической коры.

Крупные морфоструктуры океанских регионов — срединно-океанические хребты и рифты, трансформные разломы, подводные горы и острова, окраинные моря и островные дуги — отличаются специфическими проявлениями магматизма, что требует дифференцированного исследования возрастных рядов ассоциаций магматических пород различных морфоструктур.

Эволюция магматизма ранних стадий раскрытия современных океанов, вероятно, отвечает последовательности формирования ассоциаций интрузивных и эффузивных пород в зоне Красноморского рифта. По данным многих исследователей, от бортов рифта к его осевой части наблюдается смена континентальных субщелочных пикрит-базальтовых ассоциаций и менее распространенных толеитовых и щелочных пород ассоциациями толеитовой пикрит-базальтовой серии, особенно широко развитыми в области Афар и в северной части Эфиопского рифта.

Излияния лав толеитовой серии, в отличие от субщелочной, происходили здесь на суше и под водой в узких осевых грабенах хребтов. По этим особенностям, характеру рельефа и строению земной коры данный регион может быть сопоставлен с обстановкой в зонах срединно-океанических хребтов, с базальтами которых петрохимически сходны толеитовые базальты, например хр. Ассаль. Толеитовые базальты типа срединно-океанических хребтов (среди них отсутствуют пикробазальты) приурочены к осевой части рифта Красного моря.

Таким образом, в ходе раскрытия океана, растяжения и утонения земной коры происходит смена субщелочного пикрит-базальтового магматизма толеитовым пикрит-базальтовым, а затем собственно толеитовым базальтовым магматизмом.

Аналогичная тенденция устанавливается в ряде крупнейших палеорифтовых систем континентов. В раннепротерозойской Печенгско-Варзугской зоне на Кольском полуострове, в ятулийских и суйсарских грабенах Карелии наблюдаются переходы от субщелочных базальтов ранних стадий развития этих структур к более поздним, часто подводным по условиям образования, толеит-пикрит-базальтовым ассоциациям. Подобная направленность развития магматизма устанавливается и в палеозойском Днепровско-Донецком авлакогене, где в отличие от протерозойских рифтов появляются щелочные породы калиевого ряда. Это харак-

терно и для некоторых других палеозойских рифтов, например грабена Осло.

Развитие палеорифтов не всегда завершалось образованием океанов. В современных океанах основные проявления магматизма сосредоточены в рифтах срединно-океанических хребтов; анализ вертикальных и латеральных разрезов базальтовой коры этих морфоструктур позволяет оценить тенденции эволюции базальтового магматизма в периоды длительностью от десятков тысяч до миллионов лет. Вертикальные разрезы базальтовой толщи на своде Восточно-Тихоокеанского поднятия свидетельствуют о возрастании основности лав и снижении в них содержания летучих в ходе развития эффузивного процесса. Прорывающие базальты интрузии долеритов имеют еще более основной состав, что указывает на антидромную тенденцию развития базальтового магматизма, вероятно отражающую поступление расплавов из слабо дифференцированного очага базальтовой магмы в отдельный цикл его активности. Ритмичность базальтового вулканизма с антидромной эволюцией лав каждого цикла установлена и для третичных эффузивов Исландии.

Вариации состава базальтов в стороны от осевых зон срединно-океанических хребтов и других зон раздвига должны в соответствии с концепцией спрединга отражать тенденции эволюции магматизма за все время формирования коры современных океанов. Проведенные исследования во многих случаях не выявляют определенных закономерностей в изменении химизма базальтов, однако к флангам Восточно-Тихоокеанского поднятия и Галапагосского рифта в интервалах времени 1,6—4,6 и 0,69—1,79 млн. лет соответственно основность базальтов возрастает, что указывает на гомодромную тенденцию эволюции магматизма этих морфоструктур в указанные периоды их развития.

Гомодромный тренд с нарастающей щелочностью выражен в рядах вулканогенных ассоциаций внутриплитных подводных гор и островов. В толетовых базальтах подводных возвышенностей океанов и таких окраинных бассейнов, как Филиппинское море, наблюдается возрастание содержания Fe , Ti , Na , K , а в верхних частях вулканических островов, например Гавайских, базальты нормальной щелочности сменяются субщелочными базальтами, а затем щелочными базальтоидами. Усиление щелочной тенденции магматизма характерно и для базальтовых серий некоторых трансформных разломов.

Тенденции эволюции океанского магматизма до эпохи раскрытия современных океанов могут быть установлены при сравнительном анализе разновозрастных офиолитовых ассоциаций. Для этой цели были использованы материалы по офиолитам рифея (Байкальская горная область, Северная Карелия, Панафриканский пояс), позднего протерозоя — раннего палеозоя (Урало-Монгольский и Северо-Атлантический пояса, Центральная Европа), среднего и верхнего палеозоя (Урало-Монгольский и Тихоокеанский пояса) и мезозоя (Средиземноморский и Тихоокеанский пояса, Карибский регион).

Сопоставление офиолитов разного возраста обнаруживает принципиальное сходство состава и строения этих ассоциаций (ультрабазиты, габброиды, дайки долеритов, лавы базальтов), что указывает на устойчивый характер геодинамических обстановок и магматических процессов офиолитогенеза. Существующие региональные отклонения от базового типа строения офиолитовых ассоциаций не коррелируются с их возрастом и, следовательно, не могут рассматриваться как проявления тенденций эволюции.

В то же время в возрастных рядах офиолитов улавливается нарастание суммарного объема пород ультрабазитового и габброидного комплексов. В рифейских (Северо-Восточная Африка, Аравия, южное обрамление Сибирской платформы) и вендско-раннепалеозойских (Аппалачи, Северная и Центральная Европа, Казахстан, Центральная Азия) крупные (более 100 км²) массивы ультрабазитов и габброидов встречаются

весьма редко. Значительно шире распространены ультрабазиты и габброиды среди позднепалеозойских и более молодых офиолитов. К герцинидам Урала и, особенно, мезозоидам Средиземноморья, Ближнего Востока, запада Северной Америки и юго-западной окраины Тихого океана приурочены габбро-ультрабазитовые массивы площадью более 1000 км² (Войкар-Сыннинский, Крака и Кемширайский массивы на Урале, Отрис и Пиндос в Греции, Семейл в Омане, Зюд на Новой Каледонии, пояс Папуа на Новой Гвинее, Тринити на Западе США и др.).

Имеются определенные различия в геологической обстановке разновозрастных офиолитов. Рифейские и раннемезозойские в большинстве случаев располагаются на сиалическом фундаменте и крайне редко сопровождаются глаукофан-сланцевыми поясами. Более молодые офиолиты обычно залегают на преимущественно базитовом основании и, как правило, сопряжены с зонами голубых сланцев.

Сравнительные петрохимические исследования разновозрастных офиолитовых ассоциаций проводились неоднократно, но полученные результаты были противоречивы и неоднозначны.

Для установления наличия и оценки характера направленных изменений состава гипербазитов, габброидов и базальтов в хронологических рядах офиолитов осуществлялась статистическая математическая обработка данных по средним составам пород разновозрастных офиолитовых комплексов, которая не установила закономерных вариаций химизма пород офиолитовых ассоциаций во времени.

Таким образом, петрохимическими методами закономерные изменения состава офиолитов в ходе геологического времени пока не установлены, но следует иметь в виду, что эволюционные тенденции, возможно, маскируются провинциальными особенностями состава офиолитов, степенью и геодинамическими обстановками плавления мантийного субстрата и позднейшими вторичными преобразованиями пород офиолитовых комплексов.

При невыраженности определенных тенденций изменения химизма однотипных пород офиолитовых комплексов в ходе геологического времени достаточно четко проявлены более сложные структурно-вещественные трансформации офиолитов в истории Земли. В эволюции офиолитовых гипербазитов можно выделить следующие этапы: формирование зональных вкрапленников в пластически деформированных породах; возникновение в перидотитах структур вязкого течения; формирование жильной серии ультрамафитов и хромитовых скоплений; разнотемпературный метаморфизм ультрабазитов.

В базальтовых комплексах офиолитовых ассоциаций в ряде случаев (Ньюфаундленд, Южный Урал, Монголия, Новая Зеландия, Оман) можно наблюдать последовательную смену относительно примитивных толеитовых базальтов зон спрединга более дифференцированными толеитами островных дуг или океанских поднятий. В этих случаях вещественная эволюция базальтов в составе офиолитовых ассоциаций отражает последовательное изменение структурно-геодинамической обстановки в соответствующем регионе.

Магматическая эволюция современных островных дуг от момента их возникновения на океанской коре и до превращения в сложно дислоцированные пояса с мощной корой континентального типа носит отчетливо направленный характер. Под направленностью понимается закономерная последовательность в проявлении магматических и метаморфических процессов, приводящих к определенному изменению вещественного состава и глубинных структур этих динамичных зон литосферы Земли.

Каждый этап эволюции островных дуг характеризуется проявлением специфических по своему составу ассоциаций изверженных горных пород, позволяющих различать и выделять дуги: юные (Тонга-Кермадекская, Марианская и др.); развитые (Алеутская, Курильская и др.), зрелые (Японская, Индонезийская, Филиппинская и др.). От юных дуг

к развитым и далее к зрелым происходит последовательная смена толеитового базальтового магматизма известково-щелочным, субщелочным и щелочным на фоне все возрастающего объема средних и кислых магматических горных пород и их метаморфических аналогов.

Установлено, что наряду с этим типичным, преобладающим в современных островных дугах трендом магматической эволюции имеются возрастные ряды островодужных ассоциаций, в которых породы К — Na субщелочной серии отвечают разным, в том числе ранним, этапам развития. Подобные нарушения обычной последовательности развития островодужного магматизма, вероятно, связаны с изменениями геодинамического режима в зонах его проявления.

Длительность этапов толеитового базальтового, известково-щелочного, субщелочного и щелочного магматизма, т. е. скорость магматической эволюции современных островных дуг, не является постоянной. По этому признаку дуги можно подразделить на эволюционирующие быстро (Малоантильская и др.) и медленно (Тонга-Гермадская и др.), а также на созревшие рано (Новогебридская и др.) и поздно (Алеутская и др.) в зависимости от продолжительности периода инициального толеитового магматизма.

Для островных дуг мезозойского и палеозойского возраста, которые в настоящее время входят в состав складчатых поясов континентов, характерны те же ассоциации магматических пород и их ряды, что и для современных островных дуг. Это позволяет выделять среди палеодуг аналоги юных дуг (девонская дуга Уэст Шафта в Калифорнии и др.), развитых (меловая Самаргинская дуга Сихотэ-Алиня и др.) и зрелых (большая часть палеодуг Альпийско-Гималайского пояса и др.). Незавершенность эволюционного развития части палеодуг, вероятно, обусловлена изменениями геодинамической обстановки в период их формирования.

Докембрийскими аналогами современных островных дуг, по-видимому, являются те структурно-формационные зоны архейских, протерозойских и рифейских зеленокаменных поясов щитов древних платформ, где в низах разрезов преобладают толеитовые базальты и коматииты, а вверху — известково-щелочные породы с прогрессивно нарастающими содержаниями Al_2O_3 и K_2O и уменьшающейся железистостью.

Докембрийские островодужные ассоциации отличаются от магматических пород современных островных дуг рядом особенностей, например весьма ограниченным развитием субщелочных и щелочных серий. Проявления пошоноитового (К-субщелочного) и щелочного магматизма не известны для первых двух миллиардов лет истории Земли. Архейские андезиты отличаются от аналогичных пород фанерозоя более высокими концентрациями Ni, Cr, Rb, S, Zr, легких РЗЭ при меньших содержаниях тяжелых РЗЭ.

Имеющиеся материалы указывают на весьма устойчивый характер океанского магматизма с признаками гомодромной щелочной тенденции эволюции для длительных этапов развития.

А. М. БОРСУК, С. В. ЧЕСНОКОВ, И. С. КРАСИВСКАЯ,
Е. Е. ЛАЗЬКО

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Геосинклинально-складчатые области (г. с. о.) развиваются многоэтапно и полициклически, сочетая цикличность, т. е. периподическую воспроизводимость сходной последовательности событий, с направленностью и необратимостью эволюции. Среди магматических формаций, образующихся на протяжении всей истории г. с. о., можно выделить такие, которые присущи только определенным этапам развития земной ко-

ры и поэтому являются их индикаторами. Анализ вертикальных рядов подобных индикаторных формаций позволяет вскрыть общую направленность эволюции магматизма в истории развития г. с. о. Различают энсиматические г. с. о., заложенные на коре океанического типа, и энсиалические, развивающиеся на континентальной коре.

В развитии г. с. о. выделяются два крупных этапа: собственно геосинклинальный и орогенный. Каждый из них достаточно определенно делится на раннюю и позднюю стадии. Мы рассмотрим индикаторные формации собственно геосинклинального этапа. Индикаторные магматические формации раннегеосинклинальной стадии различны для энсиматических и энсиалических г. с. о. В энсиматических г. с. о. эта ранняя стадия отмечена образованием офиолитовой ассоциации. В составе ее ультрабазиты, залегающие в основании ненарушенных тектоническими процессами офиолитовых разрезов, габбро, система параллельных преимущественно основных даек и вулканический комплекс, представленный базальтовыми подушечными лавами и гиадокластитами. Среди ультрабазитов доминируют гарцбургиты, редки дуниты и лерцолиты. Петрохимические особенности ультрамафитов (высокая магнезиальность при наибольшей обедненности SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O и Na_2O) дают основание полагать, что они представляют собой породы мантии, деплетированные (истощенные) в результате выплавления из них базальтового расплава, и наиболее отвечают понятию рестита.

Дайки долеритов являются подводными каналами, по которым поступал расплав, образовавший покровы подушечных базальтов, венчающих разрез офиолитовой ассоциации. Базальты представлены преимущественно афировыми разновидностями, с редкими вкрапленниками — оливином, клинопироксеном и плагиоклазом. По петрохимическим особенностям они относятся к толеитовой серии, слабо недосыщены или насыщены SiO_2 , обычно резко обогащены Na_2O в сравнении с K_2O , обладают стабильно низкими количествами Al_2O_3 и устойчивым содержанием общего железа с почти постоянным преобладанием FeO над Fe_2O_3 , обеднены MgO относительно CaO . В целом они близки по химизму к среднему для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB).

Петрологические и геохимические характеристики базальтов указывают на их комагматичность с дайками долеритов и подтверждают представление о выплавлении исходного расплава из вещества, уже обедненного литофильными компонентами. Таким образом, офиолитовая ассоциация состоит из двух резко различающихся групп пород (или формаций) — ультрабазитов и базитов, объединяющих габбро, дайки долеритов и покровные базальты и обладающих одними петролого-геохимическими особенностями, свидетельствующими об образовании всех их из магматического расплава. Эти «офиолитовые» базиты отвечают всем признакам магматической формации и являются индикаторами раннегеосинклинальной стадии развития энсиматических г. с. о. Во многих г. с. о. комплексы, слагающие формацию (габбро, дайки долеритов и подушечные базальты), пространственно разобщены последующими тектоническими процессами и в различной степени метаморфизованы, что затрудняет их идентификацию. Однако однородные подушечные базальты, сопровождаемые туфами и гиадокластитами и переслаивающиеся с относительно глубоководными осадками (радиоляритами и турбидитами), обнаруживаются в низах разреза эвгеосинклинальных зон всех складчатых областей.

Выше в эволюционном ряду находится ранняя базальт-андезитовая формация. В ее состав входят преимущественно порфиоровые базальты, андезитобазальты, андезиты и даже дациты в перечисленной гомодромной последовательности. По химизму они, особенно базиты, близки к толеитам MORB, но их образование связано с появлением эмбриональных островных дуг. Вероятные современные аналоги этой формации — андезиты и базальты о. Тортуга в Калифорнийском заливе.

С раннегеосинклинальными базальтами и андезитами пространст-

венно ассоциируют плагиориолиты, дациты и гипабиссальные плагиограниты. В ряде работ последних лет показано, что эти кислые магматиты выделяются в самостоятельную плагиориолит-плагиогранитную формацию, образующуюся после «офиолитовых» базитов и ранних андезитов и завершающую раннегеосинклинальный магматизм. Она представляет собой первое «гранитное звено» в цепи превращений симатической коры океанического типа в сиалическую кору континентального типа. Плагиориолит-плагиогранитная формация состоит из низкокальциевых плагиориолитов, дацитов и гипабиссальных или субвулканических плагиогранитов и тоналитов. Для малоизмененных разновидностей характерно преобладание Na_2O (4—5%) над K_2O (< 2%) при относительно низкой глиноземистости (< 15% Al_2O_3) и низком содержании таких крупноионных литофильных элементов, как Rb (< 20 г/т), Sr (< 200 г/т), Ba (< 300 г/т) и Zr (< 200 г/т). Характерны также низкие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (< 0,7035) и «толеитовый» тип распределения РЗЭ с пологими графиками на уровне в 5—15 раз выше хондритового, как и у остальных энсиматических раннегеосинклинальных вулканитов. Низкокальциевый состав этих кислых пород отражает специфику формировавшего их расплава. Плагиориолит-плагиогранитная формация обнаружена во всех энсиматических г. с. о. Происхождение ее связывается с частичным плавлением метабазитов в условиях высоких давлений и в присутствии H_2O . Мы полагаем, что исходные базиты входили в состав симатической коры в виде толеитовых базальтов и габбро, затем подвергались метаморфизму и, наконец, частичному плавлению после того, как в результате тектонических процессов оказывались на глубинах более 30 км. Транспортровка метабазитов на мантийные глубины могла быть связана с эклогитизацией в зонах субдукции или в других разновидностях нисходящих ветвей мантийной конвекции. Таким образом, раннегеосинклинальным стадиям энсиматических г. с. о. свойственны магматические формации, происхождение которых так или иначе связано с преобразованием вещества мантии.

Для раннегеосинклинальной стадии развития энсиалических г. с. о. офиолитовая ассоциация не характерна. Ее замещает формация базальтов, с которой также пространственно ассоциируют риолиты. Однако возрастные соотношения между риолитами и базальтами обратны типичным для энсиматических г. с. о. В энсиалических г. с. о. раннегеосинклинальная стадия обычно начинается с образования риолитов и риолитодацитов, которые затем сменяются базальтами. Да и сами риолиты (а не плагиориолиты!) и базальты по своим геохимическим особенностям отличаются от близких к ним по типу пород энсиматических г. с. о. Сравнительный петро- и геохимический анализ показал, что в раннегеосинклинальных базальтах и риолитах энсиалических г. с. о. и их современных аналогов — энсиалических островных дугах — резко повышено содержание некогерентных элементов и легких РЗЭ по сравнению с раннегеосинклинальными базальтами и плагиориолитами энсиматических г. с. о. и таких же островных дуг. Есть основания полагать, что риолиты энсиалических г. с. о. и современных островных дуг образовались в результате анатектического плавления сиалического доколя при воздействии на него тепловой энергии большого объема поднимающихся базальтов.

Позднегеосинклинальная стадия знаменуется частной инверсией; нисходящие движения уступают место восходящим, в результате чего возникают геосинклинали. В позднегеосинклинальную стадию происходит главная складчатость, сопровождающаяся региональным метаморфизмом и массовым гранитообразованием. В начале ее еще продолжается базитовый магматизм в вулканической и плутонической фациях, сочетаясь, а затем все более уступая место кислому магматизму. Позднегеосинклинальные вулканиты отличаются от однотипных вулканитов раннегеосинклинальной стадии большим содержанием K, Rb, легких РЗЭ. Вместо плагиориолитов здесь присутствуют риолиты, вместо низкокальциевых андезитов — нормальные андезиты и даже трахиандезиты.

Образуются в это время и весьма характерные габбро-гранодиорит-гранитные, габбро-гранитные и габбро-тоналит-трондьемитовые формации.

Для понимания особенностей магматизма позднегеосинклинальной стадии важна габбро-диорит-гранитная формация, интрузивные тела которой обычно приурочены к геоантиклинальным структурам и контролируются разломами глубокого заложения и длительного развития. Подобные формации завершают собой магматизм геосинклинального этапа и образуются тогда, когда в пределах г. с. о. уже существует довольно мощная кора, близкая по типу к континентальной. Между крайними по составу членами формации (габбро и гранитами) есть вся гамма переходных разновидностей. Состав главных породообразующих минералов и их количественные соотношения закономерно меняются от габбро к гранитам. Вместе с тем габбро, диориты и граниты представляют собой четко гомодромный ряд последовательных интрузивных фаз. Каждая последующая фаза в этом ряду прорывает предыдущую и содержит в себе ее ксенолиты. Характерно также широкое развитие гибридных пород. Образование подобных габбро-гранитных формаций может быть результатом прогрессивного («продвинутого») плавления. Начавшееся в верхней мантии и распространившееся на все более высокие горизонты земной коры, такое плавление должно было привести к раннему появлению основного расплава, из которого кристаллизовались габбро. По мере вертикального перемещения зоны магмогенерации менялся состав плавящегося субстрата и падала температура магматического фронта, в результате чего состав выплавки должен был становиться кислее. Интенсивное взаимодействие между вновь образующимся расплавом и выделяющимся из него флюидом и продуктами кристаллизации расплава, образовавшимися ранее, приводило к широкому развитию гибридных пород.

Близко по времени с габбро-диорит-гранитной образуется гранит-мигматитовая формация, также завершающая собой магматизм собственно геосинклинального этапа и развитая исключительно в гнейсовых зонах среди метаморфитов амфиболитовой и гранулитовой фаций. Эти зоны являлись областями наибольшего прогибания и накопления мощных осадков, затянутых впоследствии в глубь литосферы навстречу восходящим потокам горячих флюидов. Одновременно эти зоны были местом проявления максимального бокового сжатия. Генерация гранитоидных расплавов, насыщенных H_2O , происходила за счет селективного плавления метаморфизируемых геосинклинальных пород в тех участках, которые уже приобрели гранитоидный состав в результате метасоматической гранитизации.

В гранитоидах, как правило, отсутствуют роговая обманка и пироксен, нередки гранат-альмадин, силлиманит и кордиерит. Обычны высокие начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($> 0,7075$), а также повышенные содержания K, Rb и легких РЗЭ. По геохимическим особенностям это типичные гранитоиды S-типа. Для гранит-мигматитовой формации характерно полное отсутствие какой-либо генетической связи с базитами, а также с породами вулканического происхождения. По отношению к деформациям и метаморфизму она отчетливо разделяется на две субформации: ранне- и позднекинематическую. Первая представлена исключительно гнейсогранитами, первоначально плагиоклазовыми, связанными с плагиомигматизацией и ранним этапом динамотермального метаморфизма; вторая — массивными или слабо рассланцованными преимущественно двуполовошпатовыми гранитоидами, сопровождаемыми метасоматической калишпатизацией, и поздним этапом динамотермального метаморфизма, т. е. тем, что знаменует окончательное становление важнейшего элемента г. с. о. — ее кристаллического (гранит-амфиболит-гнейсового) ядра.

Таким образом, для разных стадий развития г. с. о. выделяются индикаторные магматические формации: 1) продуцируемые веществом мантии; 2) являющиеся результатом взаимодействия мантийных выплавки с веществом новообразованной континентальной коры; 3) типично коровые, завершающие собой геосинклинальный цикл.

Сравнительный анализ однотипных, но занимающих разное место в вертикальном ряду магматических формаций показывает, что по мере роста континентальной земной коры г. с. о. углубляются уровни выплавления базальтовых расплавов, а в образующихся из них горных породах увеличивается содержание ряда некогерентных элементов, в частности K, Rb и Sr. Подобные изменения в составе базитов происходят при переходе от эвгеосинклинальных зон через геоантиклинальные к областям активизированных платформ, а также по мере удаления от современного океана в сторону континента. Основные тенденции в изменении состава пород однотипных формаций, подчиненные латеральной зональности (от геосинклинального прогиба к платформе), повторяются во временной («вертикальной») последовательности от заложения геосинклинального прогиба до его замыкания и наступления орогенного режима.

Р. М. ЯШИНА, В. А. ПАВЛОВ, В. А. КОНОНОВА,
Е. Д. АНДРЕЕВА

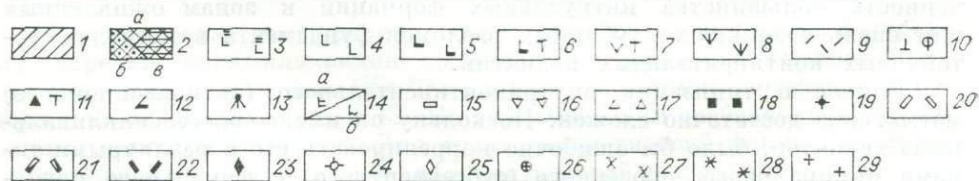
МАГМАТИЗМ АКТИВИЗАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ КОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Сравнительный анализ разновозрастных вулканических и интрузивных формаций, возникших в связи с формированием структур тектономагматической активизации, наложенных на платформенный и разновозрастный складчатый фундамент Евразийского материка (см. рисунок), позволил установить следующие общие черты постконсолидационного магматизма: проявление после создания мощного гранитно-метаморфического слоя континентальной коры; длительность и многоэтапность развития магматизма по сравнению с океанскими структурами моноциклическими подвижными областями; исключительное разнообразие по составу продуктов субщелочного и щелочного магматизма, что отличает его от собственно орогенных (преимущественно известково-щелочных) и собственно платформенных (трапповых) магматических проявлений; сосредоточение вулканических формаций в пределах новообразованных структур тектономагматической активизации (авлакогены, орогенные впадины и прогибы, рифтогенные грабены, депрессии и др.); приуроченность большинства интрузивных формаций к зонам оживленных или вновь возникших глубинных разломов фундамента в пределах устойчивых континентальных поднятий.

Вопрос о типизации внутриконтинентального (активизационного) магматизма достаточно сложен. Поскольку он имеет «внегеосинклинальный» характер, было бы ошибочно коррелировать его с различными типами инициального, орогенного (субсеквентного) и финального магматизма, установленными Г. Штилле для геосинклинально-складчатых областей. Более того, многие эпохи активизационного магматизма оторваны во времени от мезо-кайнозойского периода формирования океанов, островных дуг и активных континентальных окраин. Вследствие этого известные для них типы магматизма также не отражают всего многообразия состава и условий формирования интрузивных и вулканических формаций, возникавших при процессах тектономагматической активизации. Они проявлялись как в пределах архейско-протерозойских щитовых массивов, так и в консолидированных складчатых областях, при условии смены стабильного платформенного геодинамического режима на более мобильные режимы, каждому из которых свойствен свой тип магматизма — авлакогенный, активизационно-орогенный и рифтогенный.

I. Авлакогенный магматизм проявлялся на древних платформах неоднократно как до образования чехла, так и после. Ограниченно развит он был в пределах рано консолидированных складчатых областей — ри-

Тип магматизма	Континентальные структуры	Ar+PR ₁ ¹	PR ₁ ²	R ₁	R ₂	R ₃ +V	PZ ₁	PZ ₂	PZ ₃	MZ ₁	MZ ₂	KZ
Платформенный	Протоплатформа (щитовые массивы)	▨										
	Платформы (синеклизы)	▨	▨		▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	
	Пл и т ы	▨	▨		▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	
Авлакогенный	Протоавлакогены (А) и разломы древних поднятий (щитов) (Б)	А: ▨ Б: ▨	▨									
	Эпи-платформенные авлакогены (А) и оживленные разломы фундамента (Б)	А: ▨ Б: ▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
	Эпискладчатые авлакогены (А) и активизированные разломы фундамента (Б)	А: ▨ Б: ▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
	Сводо-глыбовые поднятия	▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
Активизационно-орогенный	Вулкано-плутонические пояса	▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
	Глубинные разломы соответствующих постскладчатых поднятий	▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
	Области сводообразования	▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
Рифтогенный	Рифтогенные грабены: эпи-платформенные (А), постскладчатые (Б)	А: ▨ Б: ▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
	Рифтогенные разломы (сквозные)	▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
	Обширные депрессии (приразломные)	▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
Неотектонической активизации	Щитовые вулканические постройки (плато)	▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	
	Щитовые вулканические постройки (плато)	▨	▨			▨	▨	▨	▨	▨	▨	



Типы активизационного магматизма, интрузивные и вулканические формации различных континентальных структур Евразийского материка.

1, 2 — фундамент континентальных структур: 1 — платформенный, архейский (щитовые массивы) архейско-протерозойский, 2 — консолидированных складчатых областей (а — байкальский, б — раннекаледонский, в — раннегерцинский); 3 — траппы и долериты; 4—14 — вулканические формации: 4 — нормальных базальтов и ультратрацитов с подчиненными субщелочными базальтами, 5 — базальт-трахибазальтовая, 6 — трахибазальт-трахиандезитовая (с трахитами), 7 — трахиандезит-трахит-трахириолитовая (с комендитами), 8 — андезит-дацит-риолитовая, 9 — нерасчлененных вулкаников среднего и кислого состава, 10 — щелочных базальтоидов с нефелинитами и фонолитами, 11 — калиевых субщелочных и щелочных базальтоидов, 12 — лейцитовых базальтоидов и фонолитов, 13 — латитов, трахидацитов и трахириолитов, 14 — платобазальтов (а — нормальных и субщелочных, б — щелочно-базальтоидных); 15—29 — интрузивные формации: 15 — габбро-пироксенитам и фойяитами, 16 — габбро-сиенитовая, 17 — субщелочных и щелочных габбро с ийолит-уртитам и фойяитами, 18 — щелочная ультрасиенитовая с карбонатами, 19 — кимберлитовая, 20 — сиенит-нефелин-сиенитовая, 21 — эгириновых фойяитов с ийолитами, 22 — апаитовых фельдшпатоидных сиенитов, 23 — калиевых перидотитов, шоннититов, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов, 24 — калиевых пуласкивитов, нефелин-псевдолейцитовых и кальситовых сиенитов (сынныритов), 25 — монзонит-плагиосиенит-граносиенитов, 26 — щелочных гранитов и граносиенитов, 27 — граносиенитов, 28 — монзонитов, сиенит-диоритов и граносиенитов, 29 — лейкократовых гранитов.

феид, ранних каледонид. Его важнейшая особенность — структурная и генетическая связь с заложением протерозойских и палеозойских геосинклинальных поясов. Процессы дробления фундамента сопровождались образованием рифтоподобных грабенов и прогибов, которые в отличие от молодых мезо-кайнозойских рифтовых структур принято называть авлакогенами [4]. Для протоавлакогенов, развивающихся на континентальных поднятиях архейского фундамента, характерна доминирующая роль пикритов и базальтов нормального ряда с подчиненными субщелочными базальтами и межпластовыми интрузивами габброидов и ультрабазитов (прогибы Печенги и Имандра-Варзуги Балтийского щита). Реже встречаются вулканиты среднего и кислого состава, свидетельствующие об участии в авлакогенном магматизме вещества континентальной протокоры. На сопредельных с протоавлакогенами поднятиях архейского фундамента в зонах оживленных глубинных разломов возникали различные формации: габбро-пироксенитовая, субщелочных габбро, ийолитов и фойяитов, сиенит-миаскитовая, анортозит-рапакиви-гранитная, щелочных гранитов и сиенитов. Магматизм эпиплатформенных палеоавлакогенов отличается преобладанием щелочно-ультраосновных, щелочно-габброидных, щелочно-базальтоидных, кимберлитовых и в ограниченных объемах — андезит-трахиандезитовых формаций. На Европейской платформе вспышки данного магматизма фиксируются в PZ_2 и PZ_3 , а на Сибирской платформе его проявление установлено для ордовик-девонского времени в Патомско-Вилюйском и пермотриаса — в Котуйском авлакогенах. Особенно масштабно данный магматизм проявился в «сквозных» авлакогенах (Днепровско-Донецкий, Кольский и др.). В сопряженных с ними зонах возрожденных глубинных разломов проявлены интрузивные массивы щелочных ультраосновных пород с карбонатитами и вулканоплутоны агпайтовых фельдшпатоидных сиенитов.

Для эпискладчатых авлакогенов, возникших в конце силура — раннем девоне, в пределах байкальско-раннекаледонского обрамления Сибирской платформы [5] типичен мощный базальтоидный магматизм с образованием субщелочной оливин-базальтовой, трахибазальт-трахиандезит-трахитовой и тефрит-фонолитовой формаций. Одновременно с ними в зонах оживленных глубинных разломов фундамента формировались интрузивные массивы габбро-сиенитовые, субщелочных габбро с ийолит-уртитам и фойяитами, щелочных и нефелиновых сиенитов.

II. Активизационно-орогенному магматизму свойственно образование огромных внутриконтинентальных ареалов внегеосинклинальных гранитов, приуроченных к сводово-глыбовым поднятиям, а также сопряженных с ними во времени вулканических поясов. Они, как правило, развивались в несколько этапов, разделенных периодами горообразования и отложения континентальных моласс. Продукты вулканизма отличаются большим разнообразием состава. Однако господствуют среди них формации корового и мантийно-корового происхождения — андезит-дацит-триолитовая с субщелочными гранитоидами и трахиандезит-трахит-трахириолитовая с комендитами, сиенит-порфирами и щелочными гранитами. Подчиненное положение занимают продукты базальт-трахибазальтового (мантийного) магматизма, проявившегося главным образом на заключительном этапе формирования крупных прогибов в период затухания орогенных движений и общего спада геотермического градиента в континентальной коре.

III. Рифтогенный магматизм наиболее типичен для континентально-океанической стадии развития Земли [1, 3]. Он генетически связан с процессами структурной перестройки материков и развитием океанических впадин в условиях некоторого общего увеличения объема нашей планеты и создания мировой системы рифтов [4]. Ареалы рифтогенного магматизма пространственно сопряжены с «горячими полями» Земли [2], для которых характерны обстановка растяжения, мощный тепловой поток и усиленная дегазация глубинного вещества, что способствовало разуплотнению мантии и ее плавлению на разных глубинных уровнях с соз-

данием очагов щелочных ультраосновных, щелочных базальтоидных, фonoлитовых, субщелочных оливин-базальтовых, трахибазальтовых, толеит-базальтовых магм. Вследствие этого важнейшая особенность рифтогенного магматизма — изначальная мантийная природа — проявляется уже на раннем (предрифтовом) этапе развития магматизма, когда образуются обширные вулканические провинции (десятки и сотни тысяч квадратных километров), где преобладают субщелочные базальты и щелочные базальтоиды, нередко с мантийными включениями лерцолитов и других глубинных пород. В рифтовых зонах иногда встречаются средне- и кремнекислые породы (трахиандезиты, трахиты, трахириолиты, комендиты, пантеллериты, сиениты и щелочные граниты), но они представляют собой продукты дифференциации мантийных магматических расплавов. Формационный состав продуктов рифтогенного магматизма весьма разнообразен (см. рисунок).

Эволюция магматизма континентальных консолидированных областей, проявившегося неоднократно в течение более 1,5 млрд. лет, зависела от изменения общего тектонического состояния Земли. Оно определялось господствующим значением в одни геологические эпохи (R_3 ; конец PZ_1 ; начало PZ_3 и др.) геодинамического режима сжатия, скучивания континентальных масс и в конечном итоге их значительной кратонизации. В другие эпохи ($R_3 - V$; начало PZ_2 ; конец PZ_3/MZ_1 ; MZ_2 ; KZ) превалировал режим растяжения (особенно верхних оболочек) Земли. Именно тогда возникали глобальные подвижные пояса, создавались новые океанские впадины и проявлялись процессы тектономагматической активизации. Прослеживается определенная тенденция эволюции состава глубинных продуктов эпиплатформенного магматизма во времени, фиксируемая изменением химизма ультрабазит-базитовых вулканитов. Если в протоавлакогенах им свойствен преимущественно нормальный состав, так как источником магмы была истощенная мантия, то в палеоавлакогенах аналогичные породы отличаются субщелочным и щелочным магматизмом (Na и $Na - K$). В ассоциации с ними появляются массивы щелочных ультраосновных пород с карбонатитами и более поздние агпайтовые фельдшпатоидные сиениты, свидетельствующие о том, что источником магматизма была мантия, обогащенная как в отношении летучих, так и литофильных и редкоземельных элементов. К концу палеозоя, особенно в мезозое, возрастает значение калиевых базальтоидов, лейцитовых фonoлитов и др. Очевидно, их источником была аномальная (метасоматически измененная) мантия.

При прогрессивном характере процесса орогенной активизации эволюция магматизма в континентальных вулканических ареалах имела гомодромную направленность со снижением основности и нарастанием кислотности поздних продуктов, обусловленной увеличением доли корового материала. В случае регрессивного протекания процессов орогенной активизации эволюция магматизма была антидромной, поэтому ранние продукты имели средне- и кремнекислый состав с тенденцией к повышенной щелочности, а поздние — основной (базальт-трахибазальтовый), свидетельствующий о родоначальном мантийном источнике магм. Многообразие интрузивных и вулканических формаций континентальных консолидированных областей (см. рисунок) не укладывается в рамки простых геодинамических обстановок. Они нередко являются продуктами смешанного магматизма, обусловленного совмещением в пространстве или сменой во времени различных геодинамических режимов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О. А., Борсук А. М., Дмитриев Ю. И. и др. Эволюция магматизма в истории Земли. — В кн.: Петрология. М.: Наука, 1980, с. 3—13.
2. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли. — Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
3. Магматические горные породы. Щелочные породы. — М.: Наука, 1985.

4. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). — М.: Недра, 1983. — 280 с.
5. Яшина Р. М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. — М.: Наука, 1983. — 274 с.

Л. Н. ОВЧИННИКОВ, А. А. КРЕМЕНЕЦКИЙ, В. С. ПОПОВ

ПРОТОКОРА КОНТИНЕНТОВ — СОСТАВ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ФОРМИРОВАНИЯ

Бурение глубоких и сверхглубоких скважин в Европейской части СССР и увязка современных геофизических данных с геологическими разрезами этих скважин дают важный фактический материал, позволяющий по-новому оценить глубинное строение континентальной коры и наметить пути ее формирования.

Кольская сверхглубокая скважина СГ-3, пробуренная на Балтийском щите, а также разрезы Миннибаевской (скв. 20000), Ульяновской (скв. 663) и Туймазинской глубоких скважин (скв. 2000), пробуренных в кристаллическом фундаменте Татарского свода Восточно-Европейской платформы, характеризуют разные уровни эрозионного среза докембрийского фундамента и используются нами в качестве опорных для построения обобщенной модели глубинного строения докембрия Восточно-Европейской платформы в интервале глубин до 20—25 км. С учетом сейсмических данных полученный разрез экстраполирован до поверхности Мохо и подразделен на три слоя: гранитогнейсовый (0—15 км), гранулитогнейсовый (15—30 км), протоко́ра или ее автохтонные реститы (30—40 км). Границы между слоями соответствуют сейсмическим поверхностям K_1 и K_2 . Архейские супракрустальные комплексы исследуемого разреза имеют бимодальный состав, а доля метабазитов последовательно уменьшается с глубиной от 25—50% в верхнем слое до 5—10% в среднем. Для преобладающих в разрезе эндербит-плагиогнейсовых комплексов устанавливаются изохимический режим раннего (догранитного) метаморфизма (с частичным перераспределением калия в последующие тектономагматические этапы) и смена с глубиной груборитмичных метавулканических — метатерригенных комплексов с высоким первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707—0,724) однородными эндербитами магматического происхождения с низкими значениями этого отношения (0,7016), близкими к хондритовому уровню.

Статистические тренды изменения химического состава эндербит-плагиогнейсовых комплексов в разрезе континентальной коры от поверхности до глубины 25—30 км характеризуются тенденцией к уменьшению содержаний SiO_2 , $\text{FeO}'(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ и K_2O и росту содержаний MgO , CaO и Na_2O . Экстраполяция этих трендов до глубины 35—40 км позволила рассчитать первичный состав континентальной коры, по петрогенным и малым элементам отвечающий низкокалийевому дациту — трондьемиту (табл. 1). Предполагается, что этот состав отвечает не нижней части современной коры, а протоко́ре, существовавшей в начале архея или в доархейское время. Последующее частичное плавление протоко́ры привело к удалению относительно легкоплавкой фракции и образованию реститов, которые отличаются более основным составом и повышенной плотностью. В разрезе современной коры этот материал соответствует высокоскоростному слою между поверхностью K_2 (25—30 км) и границей М.

В разных провинциях нижняя часть современной континентальной коры может отличаться по составу и строению, что отражает возможную латеральную неоднородность протоко́ры и особенности ее последующего преобразования, связанного с ранней метеоритной бомбардировкой, частичным плавлением и воздействием мантийных флюидов и магм. Степень насыщенности первично-корового сиалического материала базита-

Среднее содержание петрогенных элементов (мас.%) и элементов-примесей (г/т) в андезит-плаггиогнейсовых комплексах архейского фундамента Восточно-Европейской платформы и расчетный состав континентальной протокры

Компо- нент	Глубокие и сверхглубо- кие скважины				Континен- тальная протокры (расчет- ный со- став)	Компо- нент	Глубокие и сверхглубо- кие скважины				Континен- тальная протокры (расчетный состав)
	СГ-3	20000	2000	663			СГ-3	20000	2000	663	
SiO ₂	67,27	66,68	66,23	66,16	66,10	Nd ^б	15,2	—	—	—	8,0
TiO ₂	0,43	0,59	0,51	0,58	0,50	Sm ^б	2,5	—	—	2,2	2,0
Al ₂ O ₃	16,77	15,91	16,71	15,30	16,20	Eu ^б	0,8	—	—	0,8	0,8
Fe ₂ O ₃	0,75	1,24	1,27	1,94	0,00	Tb ^б	0,3	—	—	0,3	0,3
FeO	3,33	5,28	2,90	4,60	4,50	Yb ^б	0,7	—	—	1,0	1,5
MnO	0,04	0,07	0,07	0,06	0,08	Lu ^б	0,1	—	—	0,1	0,1
MgO	1,68	1,79	1,88	2,10	2,20	Th ^б	7,9	—	—	0,4	0,1
CaO	2,35	3,12	4,32	4,91	5,10	U ^б	4,3	—	—	0,6	0,3
Na ₂ O	4,73	3,02	4,47	3,19	4,70	Zr ^б	86,0	55,0	—	30,0	20,0
K ₂ O	2,58	2,18	1,50	1,05	0,62	Hf ^б	3,7	—	—	2,1	1,5
P ₂ O ₅	0,07	0,12	—	0,16	0,10	Nb ^б	3,3	4,0	—	6,5	8,0
Li ^а	21,7	16,0	—	14,0	10,0	Ta ^б	0,3	—	—	0,1	0,05
Rb ^а	81,2	48,0	—	3,0	2,0	F ^в	341,6	—	—	230,0	200,0
Cs ^б	2,5	2,5	—	0,7	0,5	Cu ^в	30,5	23,0	—	34,0	35,0
Sr ^в	180,6	180,0	—	200,0	220,0	Zn ^в	78,0	80,0	—	90,0	100,0
Ba ^в	426,4	400,0	—	260,0	150,0	Pb ^в	24,4	24,5	—	17,0	15,0
V ^в	7,8	13,0	—	17,0	25,0	V ^в	52,3	57,0	—	76,0	80,0
Sc ^б	5,6	7,0	—	4,0	3,0	Cr ^в	71,0	20,0	—	50,0	60,0
Ga ^в	28,0	20,0	—	20,0	15,0	Co ^в	8,9	10,0	—	17,0	20,0
La ^б	24,9	—	—	13,0	10,0	Ni ^в	29,1	20,0	—	25,0	30,0
Ce ^б	46,3	—	—	21,0	15,0						

Примечание. Определения элементов-примесей выполнены в ИМГРЭ методом фотометрии пламени с индексом (а), нейтронно-активационного с индексом (б) и количественного спектрального с индексом (в) анализов. Проверка — содержание не определялось.

ми, вынесенными из подстилающей верхней мантии, также, вероятно, характеризуется пространственной неравномерностью. Как показывают геохимические тренды, свойственные архейским комплексам, базитовые расплавы, сосуществовавшие с первично-коровыми дацитами—трондьемитами или внедрявшиеся в сиалическую протокры вскоре после ее образования, были представлены низкокалийевыми толеитами.

Обычно полагают, что и сама сиалическая протокры была образована в результате смены последовательных стадий магматической и метаморфической дифференциации мантийных ультрабазитов и базитов. Предлагаемая нами модель связывает формирование сиалической протокры континентов с магматической дифференциацией протопланетного вещества на стадии обособления жидкого внешнего ядра Земли. Предполагается, что в приповерхностной зоне, состоявшей из смеси обыкновенных и углистых хондритов, в это время существовали частично или полностью расплавленные пространства. Плавление захватывало как металлическую, так и силикатную часть хондритового вещества и сопровождалось частичным восстановлением окисного железа вследствие реакции силикатного расплава с углеродом углистых хондритов. Гравитационное отделение от хондритовой магмы железоуглеродного и сульфидного расплава, а также магнезиальных силикатов в виде пироксен-оливинового рестила и (или) кумюлята приводило к обособлению около 20 мас.% расплава тоналит-трондьемитового состава (табл. 2). Компле-

Состав силикатного вещества хондритов в процессе магматической дифференциации, мас. %

З. Зайцев № 889

33

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	46,9	52,6	65,8	68,6	70,1	44,4	43,4	46,0	59,7	60,5	61,4	44,3	67,9	66,1	44,4	44,6
TiO ₂	0,13	0,26	0,33	0,44	0,49	—	0,15	0,30	0,39	0,52	0,61	—	0,52	0,50	—	0,13
Al ₂ O ₃	3,2	6,3	7,9	10,6	11,7	—	3,3	6,7	8,6	11,5	13,6	—	12,2	16,2	—	2,1
FeO	16,4	24,8	6,0	4,6	5,1	7,9	19,4	29,1	7,9	7,1	8,3	9,2	5,9	4,5	8,3	8,4
MgO	29,7	8,4	10,5	3,2	1,5	41,7	29,3	9,2	11,9	5,1	2,7	44,8	1,8	2,2	42,5	42,6
CaO	2,3	4,7	5,8	7,8	5,8	1,2	2,8	5,7	7,4	9,8	7,0	1,8	6,1	5,1	1,4	1,9
Na ₂ O	1,3	2,5	3,2	4,2	4,7	—	1,4	2,9	3,7	5,0	5,8	—	5,0	4,6	—	0,27
K ₂ O	0,14	0,28	0,35	0,47	0,52	—	0,13	0,26	0,34	0,45	0,53	—	0,52	0,62	—	0,06
Fe/Mg	0,31	1,65	0,32	0,80	1,87	0,41	0,37	1,77	0,37	0,78	1,72	0,11	1,83	1,15	0,11	0,11
Mg/(Mg+Fe)	0,76	0,38	0,76	0,56	0,35	0,90	0,73	0,36	0,73	0,56	0,37	0,90	0,39	0,47	0,90	0,90
F ₁	0,836	0,418	0,334	0,250	0,225	0,527	0,530	0,265	0,204	0,153	0,130	0,339	0,20	—	0,48	—
F ₂	1,0	0,5	0,4	0,3	0,27	0,63	1,0	0,5	0,385	0,289	0,246	0,639	0,26	—	0,63	—

Примечание. 1 — силикатная часть обыкновенных хондритов; 2—5 — модельные составы расплава: 2 — после удаления из состава (1) 50 мас. % оливина (Fo 92), 3 — после удаления из состава (1) 15,6 мас. % Fe (20% FeO), 4 — после удаления из состава (3) 25 мас. % магнетитового пироксена (En 85), 5 — после удаления из состава (4) 10 мас. % диоксида; 6 — состав кумюлята или респита, которые остаются после удаления из состава (1) 7,8 мас. % Fe (10% FeO) и 27 мас. % расплава (5); 7 — силикатная часть углистых хондритов 1-го типа; 8—11 — модельные составы расплава: 8 — после удаления из состава (7) 50 мас. % оливина (Fo 90), 9 — после удаления из состава (8) 17,9 мас. % Fe (23% FeO), 10 — после удаления из состава (9) 25 мас. % магнетитового пироксена (En 85), 11 — после удаления из состава (10) 15 мас. % диоксида; 12 — состав кумюлята или респита, которые остаются после удаления из состава (7) 8,9 мас. % Fe (11,5% FeO) и 24,6 мас. % расплава (11); 13 — модельный состав сиалической протокры, представляющей смесь расплавов (5) и (11) в пропорции 3 : 1; 14 — модельный состав сиалической протокры по геологическим данным (см. табл. 1); 15 — модельный состав верхней мантии, представляющей смесь кумюлятов и респитов (6) и (12) в пропорции 3 : 1; 16 — средний состав мантийных лерцолитов; F₁ — доля от исходного хондритового вещества; F₂ — доля от силикатной части хондритов.

ментарный силикатный рстит-кумулят имел состав, близкий к современным мантийным лерцолитам.

Для образования 20 мас. % трондьемитовой протокры необходимо восстановить не более 7% железа от массы исходного хондритового вещества (8—10% массы силикатной части хондритов). Для этого требуется около 0,7% углерода, что значительно ниже содержания этого элемента в углистых хондритах. Часть углерода, возможно, расходуется на реакции с водой, а небольшая его доля растворяется в металлическом расплаве. При количественных соотношениях, принятых в табл. 2, массы сиалической протокры (M_S), восстановленного железа (M_{Fe}), углерода, который расходуется при восстановлении (M_C), и углекислоты, образующейся в результате этого процесса (M_{CO_2}), соотносятся следующим образом: $M_S : M_{Fe} : M_C : M_{CO_2} = 1 : 0,3 : 0,03 : 0,122$. По оценкам А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского, количество CO_2 в современной континентальной и субконтинентальной коре составляет $0,326 \cdot 10^{24}$ г, а общее содержание углерода в литосфере, представленного в виде CO_2 , — $0,484 \cdot 10^{24}$ г. Если допустить, что все это количество CO_2 выделилось в процессе формирования сиалической протокры, то масса последней составит $(2,67—3,97) \cdot 10^{24}$ г, что не превышает 18% от массы современной континентальной и субконтинентальной коры, равной $22,37 \cdot 10^{24}$ г.

Современная континентальная кора, имеющая в среднем андезитовый состав ($SiO_2 \sim 57—58\%$), образована гранитоидным веществом ($SiO_2 \sim 67—68\%$) и базитами мантийного происхождения ($SiO_2 \sim 48—50\%$) в пропорции, примерно равной 2 : 3 — 1 : 1. Более низкие оценки, полученные на основе предлагаемой модели, означают, что либо неточны исходные количественные данные, либо сиалическая протокры составляет лишь часть гранитоидного вещества современной коры, а остальная его часть образована иным способом.

Для восстановления железа углеродом особенно благоприятна обстановка низкого давления ($P \leq 10^7—10^8$ Па), при котором парциальное давление кислорода в системе C — CO — CO_2 не превышает P_{O_2} равновесия железо—вюстит ($T \leq 1200—1300^\circ C$). При большем давлении данный механизм эффективен только в том случае, если процесс протекает при очень высокой температуре ($\geq 1500^\circ C$) или низкое парциальное давление кислорода поддерживается буферными реакциями с участием конденсированных фаз, а газовая фаза тем или иным способом удаляется из области, в которой протекает реакция восстановления.

Таким образом, современные данные о строении древних метаморфических комплексов и, в первую очередь, результаты глубокого бурения приводят к выводу, что протокры континентов была образована преимущественно низкокальциевыми трондьемит-тоналитами и могла возникнуть в результате первого плавления хондритовой внешней оболочки Земли.

Н. П. МИХАЙЛОВ, Л. Н. ШАРПЕНОК

ТАФРОГЕНЕЗ И ТАФРОГЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ В ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

В эволюции многих, особенно палеозойских, складчатых систем известна определенная закономерность в нарушении в конце тектономагматического цикла гомодромности магматизма, выражающегося в том, что орогенные парагенезы вулканоинтрузивных риолит-гранитовых формаций резко сменяются во времени проявлениями ассоциаций глубин-

ного базальтоидного и гранитоидного магматизма, представленных базальтовыми, риолит-базальтовыми (нередко повышенной щелочности) формациями, а также гранитоидными, иногда гипабиссальными габброидными интрузиями. Известно, что такие магматические проявления еще Г. Штилле отделял от «высокоорогенного» и «позднеорогенного» магматизма и рассматривал их под названием «финального симатического вулканизма», а Ю. А. Билибин относил их к «комплексам конечных этапов развития подвижных поясов». Ю. А. Кузнецов также выделял ассоциации базальт-липаритового и толеит-трахибазальт-липаритового типов, приводил ряд примеров их из разных регионов мира и рассматривал вопросы происхождения таких контрастных ассоциаций [2, с. 249-250, 272]. Такие комплексы риолит-базальтовой и базальтовой формаций наиболее отчетливо фиксируются в палеозойских складчатых областях — Казахстана, Тянь-Шаньской, Алтае-Саянской, а также устанавливаются в более молодых складчатых системах Малого Кавказа, Сихотэ-Алиня, Чукотки, Юго-Восточного Памира, где они проявляются также хронологически позже мощного андезит-дацит-риолитового и гранитоидного магматизма и характеризуют завершение тектономагматических циклов. Однако такие проявления посторогенного базальтоидного магматизма и особенно риолит-базальтовой формации до последнего времени трактовались по-разному. Большинство исследователей эту формацию относят к группе орогенных, другие рассматривают как переходную к платформенным — «предчехольную», третьи выделяют как подтип трапповой формации, считая ее проявлением платформенного или «субплатформенного» вулканизма.

Проведенные формационные исследования показали определенное сходство таких базальтоидных комплексов с магматическими продуктами континентальных рифтовых структур не только по их петрографическому составу, но и по тектонической позиции — приуроченности к грабеново-горстовым системам, возникающим на орогенных поднятиях. Это позволило пересмотреть представления о финальном магматизме геосинклинально-складчатых областей и по-новому подойти к трактовке процессов магматизма и тектогенеза в период, следовавший непосредственно за эпигеосинклинальным орогенезом и предшествовавший переходу орогена в молодую платформу.

Динамика тектонических и магматических процессов на завершающем этапе постгеосинклинального орогенеза, показывает, что в связи с образованием грабенов и тектонических впадин на сводах орогенных поднятий проявляется качественно новый импульс магматизма, вызвавший появление иных, преимущественно базальтовых формаций, которые по составу и тектонической позиции существенно отличаются от орогенных формаций и, следовательно, должны рассматриваться как индикаторы нового, антагонистического по отношению к орогенному, геодинамического режима — рифтогенного или тафрогенного. Резкое увеличение основности, мафичности и щелочности возникающих при этом магматических ассоциаций, в свою очередь, свидетельствует об увеличении глубины магматических очагов и о зарождении новых повышенных тепловых потоков, что характерно для эпиорогенного рифтогенеза [3, 4].

Действительно, абсолютное преобладание на орогенной стадии вздымания и постепенное его наращивание с образованием свода или ряда сводов, сопровождаемое растягивающими усилиями, приводят при достижении предельных возможностей растяжения литосферы к существенно новым процессам — к раскалыванию вершинных частей сводов и образованию на них грабенов и горстов. Вдоль разломов, разделяющих горстово-грабеновые структуры и проникающих на значительную глубину, происходят излияния базальтов и внедрение габброидов, в то время как из периферических коровых очагов продолжает поступать гранитоидный и щелочно-гранитоидный материал.

Такая геодинамическая обстановка характеризует эпиорогенный тафрогенез, который не просто сменяет орогенную (сводово-глыбовую)

стадию, а как бы порождается тектоническими и магматическими процессами последней. В то же время тафрогенный ряд магматических формаций отражает не прямую эволюцию предшествующего орогенного формационного ряда, а знаменует некоторый самостоятельный этап в развитии складчатой системы, связанный с резким изменением тектонических движений, тепловых особенностей литосферы и глубины магматических очагов данного региона.

Учитывая все это, эпиорогенный этап тафрогенеза по своему значению в развитии геосинклиналино-складчатых систем и по характеру магматических проявлений рассматривается как самостоятельная завершающая стадия тектономагматического цикла наряду с ранее выделявшимися традиционными стадиями — геосинклиальной, инверсионной, орогенной. Эта стадия впервые была названа «тафрогенной» и охарактеризована как наиболее поздняя стадия развития геосинклинали, непосредственно предшествующая переходу в платформенный этап развития [7]. В дальнейшем эти представления были развиты и на основании сопоставления данных по тектонике и магматизму континентальных рифтогенных структур и проявлению этих процессов в период, следовавший за пост-геосинклиальным орогенезом и предшествующий переходу орогена в молодую платформу, было показано, что эпиорогенный тафрогенез может рассматриваться как разновидность континентального рифтогенеза [5].

Для зон тафрогенеза намечаются несколько типов магматогенно-тектонических структур. Одним из них является структура «клавиатуры блоков» (например, на Сарысу-Тенизском водоразделе Центрального Казахстана) — система наложенных грабенообразных впадин, выполненных преимущественно красноцветными осадками в сочетании с риолит-базальтовыми эффузивами. Другой тип тафрогенных зон (пермотриасовая система структур Джунгаро-Балхашской складчатой системы и др.) представляет собой сочетание дайковых поясов, фиксирующих зоны интенсивной трещиноватости (растяжения) с небольшими мульдами-впадинами или вулканотектоническими депрессиями, заполненными контрастными риолит-базальтовыми комплексами; на «плечах» таких зон отмечаются гипабиссальные габбро-долеритовые интрузии и крупные эпитриасовые изометричные тела гранитоидов.

Еще один тип тафрогенных зон представлен сочетаниями приразломных вулканических впадин, «мусорных» рвов, в которых наряду с мощными красноцветными терригенными толщами присутствуют маломощные прослои контрастных вулканитов, и обособленных в пространстве (но синхронных) массивов лейкократовых, аляскитовых или щелочных гранитов. Такие структуры возникают в случае, когда орогенное воздымание испытывают крупные блоки в целом, и контрастный риолит-базальтовый вулканизм проявляется вдоль пограничных глубинных разломов или в узлах их пересечения (Южный Гиссар).

Для всех тафрогенных структур характерна рассредоточенность горизонтального растяжения и сопутствующего вулканизма в пределах орогенных сводов, разбитых многочисленными разломами и грабенами. Эту рассредоточенность Е. Е. Милановский объясняет тем, что рифтогенез на орогенах (тафрогенез) развивался в условиях более «пластичной» и «прогретой», и только в верхней части более жесткой и раздробленной, литосферы по сравнению с относительно в целом «жесткой» и «холодной» литосферой эпикратонных рифтовых систем [3, с. 16]. С этим же может быть связано и то обстоятельство, что в пределах тафрогенных структур наряду с линейными грабенами и зонами разломов и трещиноватости (дайковые пояса) наблюдаются унаследованные от орогенной стадии изометрические вулканотектонические депрессии, не имеющие четких ограничений разломами.

Вулканические формации тафрогенных зон образуются исключительно в континентальных условиях. Среди них наиболее распространенной и типичной является риолит-базальтовая, характеризующаяся

бимодальным петрографическим составом и представляющая собой довольно устойчивый парагенез базальтов (трахибазальтов, андезитобазальтов) и риолитов (трахириолитов); соотношения этих пород в разных вулканических комплексах самые различные, иногда до полного исчезновения одного из главных членов парагенеза; но в большинстве случаев преобладают основные вулканисты. Среди последних развиты преимущественно лавовые фации с пироксеновыми, двупироксеновыми, плагиоклазовыми, реже оливиновыми вкрапленниками и с очень характерной миндалекаменностью; среди риолитов и трахириолитов часты игниспумиты и игнимбриты. Все породы риолит-базальтовой формации отличаются петрохимической устойчивостью. Базальты характеризуются обычно повышенной щелочностью (≥ 5), высокой глиноземистостью, умеренной или даже низкой железистостью и магнезиальностью: содержания Na_2O и K_2O в них примерно равны, но чаще преобладает первый окисел. Иногда встречаются трахиты, по ряду петрохимических признаков тяготеющие к базальтам, дифференциатами которых они могут быть. Но риолит-трахириолитовая группа пород при низкой и умеренной глиноземистости, железистости и магнезиальности резко отличается от всех других пород формации не только высокой степенью щелочности (≥ 8), но и преобладанием K_2O над Na_2O .

Отчетливая контрастность (бимодальность) всей серии риолит-базальтовых вулканистов, проявляющаяся также и в субвулканических и дайковых образованиях и характеризующаяся отсутствием переходных (средних) вулканистов, позволяет предполагать существование магматических очагов различных уровней. Одни из них завершали в своем развитии гранитоидную линию будучи источниками гранит-риолитового материала; параллельно с ними в тафрогенной обстановке проявлялись продукты базальтоидных очагов более глубоких уровней. Иначе говоря, главным процессом в образовании бимодальных риолит-базальтовых комплексов могла быть простая перемежаемость продуктов двух исходных магматических расплавов в различных пропорциях. Для некоторых тафрогенных зон характерно развитие гипабиссальных интрузий долеритов, габбро-норитов, троктолитов, габбро, биотитовых и кварцевых габбро, анортозитов, являющихся спутниками базальтовых и риолит-базальтовых вулканических комплексов и относящихся к габбро-долеритовой формации [5].

В большинстве случаев тафрогенез сочетается с явлениями, как будто бы свойственными эпигеосинклиальному орогенезу, т. е. со значительными излияниями кислых лав и становлением гипабиссальных гранитоидных интрузий, что довольно обычно, если не закономерно [6]. Таким гранитоидным формациям тафрогенных зон, как отмечает В. Н. Москалева, свойствен более «мафический» характер геохимической и металлогенической специализации (Mo, Pb, Zn, Au при подчиненном значении Sn и W). Последнее связано, вероятно, с тем, что такие гранитоиды — продукты анатектических расплавов, возникающих при частичном плавлении гранитно-метаморфического слоя при привносе базальтоидных компонентов. Ю. А. Кузнецов также считал наиболее вероятной такую гипотезу «чистого плавления» кислых пород осадочно-метаморфической оболочки под действием тепла и летучих, выделяемых базальтовой магмой в кровле крупных интрузивных масс или глубинных магматических очагов. Как одну из особенностей возникающих таким образом гранитоидных расплавов эвтектоидного характера, он отмечал несмесимость их с базальтовой магмой, по крайней мере в геологической обстановке становления этих контрастных магматических ассоциаций [2, с. 272], что, кстати, полностью подтверждается новейшими геологическими материалами по тафрогенным зонам.

Зоны эпиорогенного тафрогенеза представляют определенный интерес относительно эндогенной рудной минерализации, которая определяется металлогенической специализацией их магматических формаций: базальтовые и риолит-базальтовые комплексы являются перспективны-

ми на медно-цеолитовое оруденение типа месторождений Верхнего озера (штат Мичиган, США); гипабиссальные комплексы габбро-долеритовой формации, как уже отмечалось, перспективны на обнаружение в связи с ними сульфидных никелево-медных руд [1, 5]; с гранитами тафрогенных комплексов связано редкометальное оруденение.

Полученные в последние годы результаты изучения магматизма посторогенного этапа развития геосинклинально-складчатых систем подтверждают правомерность и необходимость выделения самостоятельной тафрогенной стадии тектономагматического цикла, которой свойственны особый тафрогенный геодинамический режим в замкнувшихся геосинклинальных системах — растяжение и раскалывание привершинных частей орогенных сводовых поднятий, приводящие к местным нарушениям сплошности коры и перемещениям вдоль разломов отдельных блоков с образованием горстово-грабеновых форм типа рифтогенных, и проникновение разломов через остывшую консолидированную кору до базальтового слоя и общий подъем геоизотерм, что фиксируется особой магматической деятельностью — образованием характерного латерально-временного ряда магматических формаций с преобладанием в нем контрастных (бимодальных) вулканических и интрузивных ассоциаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кривенко А. П., Глотов А. И., Қазеннов А. И. Петрология никеленосного пикрит-долеритового комплекса в Новосибирском Приобье. — В кн.: Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1963, с. 5—48.
2. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964. — 388 с.
3. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. — М.: Недра, 1976. — 279 с.
4. Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в истории Земли. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1984, № 12, с. 38—56.
5. Михайлов Н. П. Эпирогенный тафрогенез — заключительная стадия тектономагматического цикла. — Сов. геология, 1978, № 3, с. 43—53.
6. Москалева В. Н. Магматические формации как индикаторы рифтогенных систем. — Сов. геология, 1982, № 11, с. 82—93.
7. Хаин В. Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1973. — 512 с.

М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ, А. Г. ВОЛЧКОВ, Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ,
Е. П. ШИРАЙ

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

Эволюция магматизма и связанного с ним оруденения эвгеосинклинальных систем, характеризуясь рядом устойчиво выдерживающихся черт (вне зависимости от геологического возраста), существенным образом определяется палеотектоническим положением эвгеосинклинали, составом ее фундамента, режимом развития. По этим признакам, принятым рядом исследователей в качестве основополагающих [7—9], выделяются: а) первичные эвгеосинклинали, развитые на коре гранулит-базальтового состава, достигшие стадии островных дуг, с полным набором раннегеосинклинальных вулканогенных формаций при угнетенном развитии позднегеосинклинальных (уральский тип); б) эвгеосинклинали, развивавшиеся в режиме окраинно-континентальных рифтовых рвов, с глубоководными фациями офиолитового ряда на гранулит-базальтовой коре (кипрский тип) или вулканогенными ранне- и позднегеосинклинальными магматитами, сформированными на коре переходного или мозаичного типа (рифтогенные рвы Урало-Тобольского поднятия); в) вторичные эвгеосинклинали, сформированные на коре переходного типа при различных количественных соотношениях гранулит-базальтовой и гнейсогранитной составляющих (малокавказский и алтайский типы).

Общая особенность развития эвгеосинклинальных систем всех рассмотренных типов — существенное различие характера проявления магматизма и сопряженного с ним оруденения в различных элементах внутреннего строения эвгеосинклинального пространства: в зонах собственно эвгеосинклинального развития в срединных массивах и микроконтинентах или в рифтовых зонах, развитых в пределах последних.

Важной особенностью развития магматизма и оруденения эвгеосинклиналей (особенно ранних их стадий) является латерально-временная зональность двух порядков: связанная с омоложением всего эвгеосинклинального комплекса, обуславливающая направленное (от континента) развитие частных эвгеосинклиналей, в целом образующих единую окраинно-континентальную эвгеосинклинальную систему, и обусловленная автономностью развития структурно-формационных зон в пределах каждой частной эвгеосинклинали. Эти положения определяют металлогеническую зональность эвгеосинклинальных металлогенических провинций и являются базисными для прогнозирования.

Выделенные типы эвгеосинклинальных металлогенических провинций существенно различаются по характеру магматизма и металлогении. Раннегеосинклинальные магматические формации, участвующие в их строении, представлены базальтоидными, андезитовидными и риодацитовыми вулканогенными формациями, принадлежащими к толеитовым и известково-щелочным сериям. По количеству содержащегося K_2O среди них выделяются три главные группы — существенно натриевая (базальты — до 0,6%, риолиты — 0,6—1%), натриевая (базальты — 0,7—1%, риолиты — 1—2%), калиево-натриевая (базальты — 1—2%, риолиты — 2% и более). Позднегеосинклинальные и орогенные формации в целом характеризуются повышенной общей щелочностью при большей роли K_2O и широким развитием плутонических фаций.

Первичные эвгеосинклинали наиболее детально изучены на примере Урала [2]. Здесь отчетливо проявлена латерально-временная зональность окраинно-континентальной геосинклинальной системы со сменой частных эвгеосинклиналей в направлении с северо-запада на юго-восток — Полярноуральской PZ , Тагильской $O-S_2$, Западно-Магнитогорской $S_1 - D_{2ef}$, Восточно-Магнитогорской $S_2 - D_{2gv}$, Иргизской $C_1v - n$. В пределах этих частных структур с различной степенью отчетливости выделяются структурно-формационные зоны (от континента): ранней стабилизации, внутренняя, барьерная, внешняя или фронтальная, каждая из которых характеризуется специфическим набором магматических и рудных формаций. Магматизм в общем случае открывается развитием офиолитовой триады, включающей однородные базальты, гипербазиты, кремнисто-глинистые и кремнистые осадочные образования, развитые практически во всех структурно-формационных зонах частных эвгеосинклиналей. С гипербазитовыми составляющими триады генетически сопряжены хромитовое и платиновое оруденения. Во внутренних и внешних зонах следующими по возрасту проявлениями магматизма были излияния вулканитов контрастной риолит-базальтовой (риолиты от 3—5 до 30—35%) формации натриевой толеитовой серии. Отложения контрастной формации представлены двумя типами разрезов: существенно-базальтоидным (до 97% базитов) и более сложным; в них разрезы предыдущего типа надстраиваются толщами андезитодацитов или риодацитов, а количество базальтоидов редко более 5%. Становление этой формации происходило в глубоководном, а затем предостровном режиме с образованием щитовых вулканов и вулканогенных гряд. В дальнейшем предостровные условия сменились типично островными; при этом имела место смена толеитовых пород известково-щелочными с возрастаниями в их составе роли калия и глинозема. Наличие элементов контрастности в разрезах обоих типов вулканизма при постепенном изменении петрохимических особенностей и режима становления пород свидетельствует о принадлежности их к единой длительно эволюционировавшей формации.

Металлогеническая специализация формации определяется ее сопряженностью с месторождениями цинково-медной формации колчеданного семейства при широко варьирующем соотношении Cu и Zn (1÷1 до 1÷2,5) при значении отношений Cu : Pb = 99 : 1 до 96 : 4. Важным признаком при этом является и более высокое содержание обоих главных полезных компонентов (Cu и Zn) в рудах, сопутствующих андезит-дацит-риолитовым частям разреза вулканитов контрастной формации.

Еще одним членом ряда раннегеосинклинальных формаций первичных эвгеосинклиналей является андезитобазальтовая, образованная в островной обстановке в барьерных зонах и вдоль их границ: формация завершается внедрением интрузий габбро-диорит-плагиогранитного ряда, образующих с вулканитами единую вулканоплутоническую ассоциацию, продуктивную на оруденение медно-порфирового типа. Кислые субвулканические образования формации сопровождаются оруденением золотобарит-колчеданного типа. С интрузиями габбро-диоритов ассоциируют руды золотосульфидной формации.

Эвгеосинклинали, развивавшиеся в режиме рифтовых рвов, отличаются от вышерассмотренных менее полным развитием раннегеосинклинальных магматических формаций [1, 2].

При преобладании однородного базальтового и офиолитового комплексов (кипрский тип) контрастная формация представлена своей базальтовой дацитсодержащей разностью (до 3% дацитов), а остальные члены раннегеосинклинального ряда не имеют сколько-нибудь существенного развития. Для этого типа структур характерны месторождения хромита, Со-содержащих медно-колчеданных руд, а также золотопорфировые, сопряженные с мелкими массивами плагиогранит-порфиров, завершающих контрастную формацию. Что касается магматизма и металлогении рифтовых рвов, залеженных на мозаичной коре, то они характеризуются широким спектром магматических и рудных формаций, сопоставимых с формациями рассматриваемых ниже вторичных эвгеосинклиналей. Здесь известны незначительные по масштабу проявления медно-цинково-колчеданного, колчеданно-полиметаллического и медно-порфирового оруденения.

Позднегеосинклинальный этап развития в собственно эвгеосинклинальных структурах и в сопряженных с ними срединных массивах проявлен по-разному. В эвгеосинклиналях с островодужным типом развития имело место становление вулканоплутонической ассоциации трахибазальт-андезит-трахидацитового ряда с габбро-диорит-гранитными плутоническими составляющими (тагильский и магнитогорский комплексы), развитыми в краевых частях разновременных эвгеосинклинальных прогибов. Эта ассоциация сопровождается скарновыми и стратиформными месторождениями железа, а также скарново-медными и стратиформными свинцово-цинковыми залежами (последние развиты в вулканогенно-терригенно-карбонатных фациях). Позднегеосинклинальные формации в наложенных депрессиях на коре мозаичного типа на срединных массивах отличаются большей ролью андезитов, сопровождающихся порфировыми интрузиями с медно-порфировым оруденением.

Одновременно на срединных массивах в наложенных мульдах и трогах накапливались отложения вулканогенно-терригенно-карбонатных моласс, включающих вкрапленное стратиформное золотое оруденение.

В ранне- и позднеорогенный этапы в пределах срединных массивов (вдоль их границ с эвгеосинклинальными прогибами и рифтовыми рвами) широкое развитие приобрели плутоногенные формации — габбро-тоналит-гранодиоритовая и адалеллит-гранодиоритовая — продуктивные на золото-полисульфидно-кварцевое оруденение. Для этого времени характерны также гранит-гранодиоритовые длительно развивавшиеся интрузии с месторождениями золота, молибдена, вольфрама и др. Завершился плутоногенный магматизм становлением щелочных гранитов — нефелиновых сиенитов с характерным спектром редкометалльных и редкоземельных месторождений (ильменский комплекс и др.).

Характерным компонентом структур орогенного этапа развития Уральской эвгеосинклинали является Валерьяновский краевой вулканогенный пояс (C_1) с наземными вулканитами андезитобазальтового и андезитового состава, становление которых завершилось интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Металлогения пояса определяется наличием скарных и стратиформных залежей железных руд, месторождений медно-порфирирового типа, проявлениями стратиформного медного и свинцово-цинкового оруденения, а также серебряной минерализации [1].

Вторичные эвгеосинклинали представляют собой окраинно-континентальные островодужные системы, которые заложены на мозаичной промежуточной или переработанной континентальной коре, сформированной в предшествующие геосинклинальные циклы; среди них выделяются два типа: малокавказский и рудно-алтайский [3, 8].

К первому относится Сомхето-Кафанская юрско-меловая эвгеосинклиналь Малого Кавказа, а также, по мнению авторов, миоценовая провинция «зеленых туфов» Японии.

В Сомхето-Кафанской зоне, заложенной в байосское время на байкальском складчатом основании, в режиме островного вулканизма сформировались вулканогенные породы, составляющие единый гомодромный ряд (непрерывная формация) от базальтов и андезитобазальтов до андезитов, дацитов и риодацитов натриевого ряда. Они относятся к известково-щелочной серии, отличаясь повышенным содержанием глинозема при низком содержании титана и суммы щелочей. Характерным компонентом формации являются осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, составляющие до 30% объема ее разреза. Вблизи границы Сомхето-Кафанской зоны с расположенной южнее Севано-Акеринской зоной развиты натриевые базальты однородной формации, образованные в субмаринных условиях. Сменяющие их во времени и по латерали андезитобазальты непрерывной формации представлены лавоширокластическими фациями (продуктами вулканизма центрального типа). Отдельные вулканы и гряды последовательно обрамляются продуктами андезитового и кислого вулканизма, причем с последними тесно ассоциируют малоуглубинные интрузии плагиогранитного состава, завершающие становление непрерывной формации. С дацит-риолитовыми составляющими формации ассоциируют медно-колчеданные, медно-цинково-колчеданные, колчеданно- и барит-полиметаллические месторождения и рудопроявления. Колчеданные руды в среднем характеризуются следующими количественными соотношениями содержаний свинца, цинка и меди — 1 : 5 : 10.

В позднемеловое время вулканизм того же типа проявился в более северной части Сомхето-Кафанской островной дуги, разраставшейся с юга на север. Здесь, в пределах Болнисского рудного района, в связи с кислыми вулканитами центрального типа развито оруденение, изменяющееся по составу от медно-колчеданного с подчиненной ролью барит-полиметаллической ассоциации до типичных барит-полиметаллических руд.

Позднегеосинклинальный вулканизм в Сомхето-Кафанской зоне представлен андезитобазальтовой натриевой формацией, которая завершается интрузиями габбро-сиенит-плагиогранитной формации с медно-порфирировым оруденением.

Орогенный магматизм на Малом Кавказе проявлен за пределами Сомхето-Кафанской зоны. Он представлен вулканизмом андезитобазальтового ряда, с которым связаны приповерхностные проявления золото-серебряной формации, а также многофазными интрузиями повышенной щелочности с медно-молибденовым оруденением.

К рудно-алтайскому типу вторичных эвгеосинклиналей, который включает вулканическую провинцию Рудного Алтая и провинцию Юго-Западного Гиссара, относятся окраинно-континентальные островодужные системы, заложенные на переработанной континентальной коре, сформированной в предшествующие геосинклинальные циклы. На Рудном Алтае раннегеосинклинальная контрастная рудоносная базальт-риолитовая формация, развитая на древнем срединном массиве, имеет эйфель-фран-

ский возраст и характеризуется отсутствием андезитов при резком преобладании риолитов над базальтами. В состав формации входят туфы, лавы и лавовые брекчии риолитовых порфиров (45—50% общего объема формации), базальтоиды и их туфы (15%) и известково-терригенные и терригенные осадочные и вулканомиктовые породы (35—40%). С этой формацией связаны хорошо известные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая с соотношением средних содержаний в рудах свинца, цинка и меди, равным примерно 1 : 3 : 1 [3, 10].

Становление этой формации осуществлялось в три этапа, формирующие латерально-временную зональность развивавшейся островодужной системы: эйфельский, живетско-раннефранский и позднефранско-раннефаменский. В каждый из этих этапов извергались сначала риолитовые, а затем базальтовые лавы и туфы.

Риолиты эйфельского возраста имеют главным образом калинатовый профиль. С ними ассоциируют колчеданно-полиметаллические руды, богатые свинцом и бедные медью. В последующие этапы риолиты характеризуются натриевым профилем и с ними связаны колчеданно-полиметаллические руды, обогащенные медью и относительно обедненные свинцом. Каждый этап вулканизма завершался внедрением гранитоидных массивов, которые вместе с вулканитами образуют вулканоплутонические ассоциации. Рудоносная базальт-риолитовая формация сменяется в фаменский век позднегеосинклинальной локально распространенной андезитовой, а в нижнекаменноугольное время — базальтовой формациями, не продуктивными на колчеданные руды. В целом вулканизм вторичных островодужных систем, заложенных на переработанной континентальной коре, характеризуется развитием контрастной антидромной формации с резким преобладанием кислых пород над основными.

Орогенные магматические формации Рудного Алтая представлены двумя преимущественно интрузивными комплексами верхнепалеозойского возраста. Более древний комплекс (верхнекарбонный), известный под названием змеиногорского, является многофазным и сложен продуктами габбро-диорит-плагιοгранитного ряда (с преобладанием пород гранит-плагιοгранитовой (50%) и гранодиоритовой (30—35%) фаз комплекса. По мнению В. С. Кузубного [4], этот комплекс в отдельных участках включает и вулканогенные породы — дациты, трахидациты, риодациты и риолиты, слагающие хорошо известную на Рудном Алтае аржихинскую свиту.

Более молодой комплекс (пермский), именуемый калбинским, распространен менее широко. Типичным признаком интрузивов является относительное однообразие их состава и структурно-текстурных особенностей пород при ведущей роли порфировидных биотитовых и в меньшей степени двуслюдяных и мусковитовых гранитов.

С орогенными магматическими формациями Рудного Алтая не связано образование существенных по масштабу рудных месторождений, однако они оказывают значительное воздействие на руды колчеданно-полиметаллических месторождений, возникших в раннегеосинклинальный этап.

Завершая характеристику магматизма и металлогении эвгеосинклиналей, подчеркнем взаимосвязанность этих геологических явлений, в значительной степени определяющихся составом коры, на которой закладывались эвгеосинклиналии, и характером ее преобразования в ходе эволюции эвгеосинклинального процесса.

Зависимость состава пород и руд от характера земной коры наиболее ярко проявляется в раннегеосинклинальный этап, что видно из сопоставления эвгеосинклиналей уральского, малокавказского и алтайского типов. Ряд исследователей [6] предполагают, что при наличии двух уровней магмообразования формировались колчеданноносные формации. Магмы основного состава, вероятно, генерированы долгоживущим магматическим очагом, располагавшимся на подкоровом уровне. Возникновение такого очага могло быть обусловлено воздействием глубинных мантийных флюидов, вызывавших плавление вещества на границе коры и мантии. Источником

извержений кислых магм служили коровые промежуточные и периферические очаги, которые возникли в результате деятельности подкорового базальтового очага и продолжавшегося потока мантийных флюидов, способствовавших локальному плавлению материала коры гранулит-базальтового или гнейсогранитного состава. Наличие мощной континентальной коры в эвгеосинклиналиях алтайского и частично малокавказского типов препятствовало непосредственному проникновению базальтовой магмы к поверхности в раннегеосинклиналию стадию, что, вероятно, и явилось причиной накопления большого объема кислых пород и предопределило металлогеническую их специализацию, отличную от специализации первичных эвгеосинклиналей. Что касается позднегеосинклиналию стадии, то магматизм и металлогения этого этапа в эвгеосинклиналиях различных типов обладают многими общими чертами; это связано, по-видимому, с возрастанием мощности коры, обусловленным как накоплением вулканогенно-осадочных пород, так и дифференциацией верхней мантии.

В заключение подчеркнем, что формационный анализ магматических образований, базирующийся на исследованиях Ю. А. Кузнецова [5], есть основа современного регионального прогноза в металлогенических провинциях эвгеосинклиналию типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агеева С. Т., Волчков А. Г., Минина О. В. Медно-порфировая минерализация Урала и ее геотектоническая позиция. — Сов. геология, 1984, № 4, с. 51—67.
2. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Шпрай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. — М.: Недра, 1977. — 153 с.
3. Горжевский Д. И. О металлогенических типах эвгеосинклиналию структурно-формационных зон и рудных районов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978, с. 57—63.
4. Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. — Алма-Ата: Наука, 1975. — 342 с.
5. Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964. — 387 с.
6. Палеовулканический анализ колчеданосных провинций/Отв. ред. Г. Ф. Яковлев. — М.: Изд-во МГУ, 1984. — 193 с.
7. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Отв. ред. Д. В. Рундквист. — Л.: Недра, 1981. — 423 с.
8. Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. — М.: Недра, 1977. — 110 с.
9. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. — М.: Недра, 1980. — 431 с.
10. Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаев Г. П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. — Алма-Ата: Наука, 1984. — 239 с.

Э. П. ИЗОХ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

Гранитоиды редко проявляются обособленно, почти всегда они — члены более сложных систем, содержащих также габброиды, диоритоиды, нередко сиенитоиды, дайковые или эффузивные аналоги интрузивных пород и т. п. Наиболее общие черты гранитоидных систем — многофазность, обусловленная внедрением магм, гомодромность, ритмичность, независимость от коровой тектоники и базальтоидных систем, имеющих принципиально иную природу.

Одним из объективных методов реконструкции глубинных магматических очагов, питающих расположенные над ними многофазные интрузивы или группы интрузивов (очаговые ареалы), является метод изучения и сопоставления фаз внедрения, т. е. «развертка» эволюции магматического процесса по шкале времени [4]. Применительно к гранитоидам наиболее важная закономерность такой эволюции — гомодромность, т. е. развитие

в сторону все более кислых и калиевых расплавов. Причин гомодромности несколько: подъем мантийных основных магм с последующим плавлением ими кислой коры [2, 3]; перемещение фронтов плавления из мантии в кору под влиянием интрателлурических флюидов [7, 9]; прогрессирующая гранитизация различных по составу субстратов; метаматматическая гранитизация (сиенитизация) различных магм [7, 9]. Все эти процессы представляются в той или иной мере взаимосвязанными, обусловленными одной общей причиной — интрателлурическим привносом тепла и вещества в верхнюю мантию и кору из более глубоких оболочек Земли [8]. В результате их совместного действия возникают не изолированные очаги магмообразования, прообразом которых было принято считать автохтонные плутоны, а протяженные «магматические колонны», уходящие своими корнями в мантию. Проекциями таких колонн в верхних частях земной коры и являются многофазные интрузивы (ареалы). Состав и строение последних зависит от состава субстратов, через которые перемещается магматическая колонна, т. е. мигрируют фронты расплавления; от скорости этого процесса и, как следствие, масштаба явлений синтексиса; от интенсивности привноса интрателлурических компонентов. Различные сочетания перечисленных факторов дают самые разнообразные типы гранитоидных магматических ассоциаций [5]: существенно базитовые или существенно гранитоидные; «длинные» (габбро-гранитовые), «сокращенные» (диорит-гранитовые), «короткие» (гранодиорит-гранитовые); резко прерывистые (контрастные) и непрерывные; содержащие сиенитоиды, или высокоглиноземистые граниты (S-граниты, как принято их сейчас называть) или же I-граниты. Важно подчеркнуть, что в изложенной концепции почти не остается места для процессов кристаллизационной (гравитационной) дифференциации как возможной причины наблюдаемого разнообразия состава магм и, главное, строго гомодромной их эволюции.

Гомодромное развитие, поскольку оно неизбежно ограничено во времени, предопределяет собой еще одну важнейшую черту гранитоидных систем — их четко выраженную ритмичность. Элементарные или простые гомодромные ритмы с точки зрения развиваемой концепции отражают собой единичную волну интрателлурических флюидов, вызывающих миграцию уровней магмообразования из мантии в кору или же, что равнозначно, гранитизацию соответствующих субстратов с их последующим плавлением. Характерно, что «длинные» ритмы практически всегда реверсивные, т. е. заканчиваются послегранитовыми основными дайками. Это прямое доказательство большой протяженности и гетерогенности магматической колонны по вертикали [5]. Вместе с тем базиты и гранитоиды в «длинных» ритмах обычно коррелируются друг с другом по характеру щелочности, что доказывает именно интрателлурический, а не коровый источник щелочей.

Быстро следующие друг за другом простые ритмы часто объединяются в ритмы более высокого ранга — мультиплетные. В последних возрастная сближенность разных ритмов подчеркивается как их сходством по щелочности, что косвенно указывает на малый интервал эволюции во времени, так и прямыми признаками (например, внедрение ранних основных членов последующего ритма в еще раскаленные или вообще не полностью консолидированные (вязкие) граниты предыдущего ритма). Возникают так называемые «синконсолидационные» или «внутригранитовые» дайки, имеющие парадоксальные соотношения с окружающими гранитами; они их пересекают, но в то же время инъецируются и иногда даже полностью ими дезинтегрируются, в результате чего дайки могут переходить в зоны темных ксенолитов [4]. Подобные явления — хороший диагностический признак базит-гранитоидных мультиплетных ассоциаций.

Мультиплетными являются гранитоидные серии [5]. Яркий пример — саурская габбро-гранитная серия, сформированная в очень короткое время, вероятно, менее 2—3 млн. лет, на границе C_1 и C_2 , но, тем не менее, состоящая из двух интрузивных и нескольких дайковых ритмов [4]. Из этого и других подобных примеров можно заключить, что

не только простые, но и мультиплетные ритмы — результат действия очень быстротечных и интенсивных процессов. Мультиплетные ритмы также гомодромны, поскольку от ритма к ритму возрастает роль кислых пород. В целом их можно представить как серию следующих друг за другом волн интрателлурических флюидов, которые неоднократно «оживляют» одну и ту же магматическую колонну, способствуя все большему ее покислению как вследствие прогрессирующей гранитизации, так и за счет все большего продвижения кверху, в область развития кислых субстратов.

В свою очередь, элементарные и мультиплетные ритмы объединяются в ритмы еще более высокого ранга — магматические мегаритмы [5]. Последние также гомодромны: они начинаются с высоконапоровых или натровых ритмов, часто с заметной или даже преобладающей ролью габброидов, и эволюционируют в сторону все более кислых и более калиевых. В конце мегаритмов нередко выражена реверсивная стадия, т. е. вновь появляются ритмы, относительно богатые базитами, однако обладающие наиболее высокой во всем ряду калиевостью или же общей щелочностью как кислых, так и основных пород.

Палеозойские мегаритмы Евразии, каледонский ($C_2 - D_2$) и герцинский ($C_1 - T_1$), длительны — примерно 150 млн. лет, мезозойские заметно короче — 30—40 млн. лет, докембрийские наиболее продолжительны, но изучены сравнительно слабо. Далее раннего протерозоя они, по-видимому, уже не прослеживаются. Судя по этим наблюдениям, само возникновение магматических мегаритмов тесно связано с эволюцией глубоких недр нашей планеты — с формированием ее ядра и с развитием мантийной конвекции по О. Г. Сорохтину [40]. Мегаритмы можно представить в виде ряда отдельных простых или мультиплетных интенсивных волн вещества и энергии, которых в течение одного мегаритма может быть 2—6, разделенных во времени несравненно более длительными и спокойными геологическими событиями.

В развитии мегаритма прослеживаются два сопряженных, но в определенной мере независимых тренда эволюции: щелочной и кремнекислотный. Первый, как уже отмечено выше, слабо выражен в мультиплетных ритмах, но отчетливо проявляется в течение длительных интервалов магматической эволюции. Его следует связывать с процессами, происходящими, скорее всего, в нижней мантии или на границе ее с ядром. Второй тренд обусловлен, вероятно, прогрессирующей во времени гранитизацией земной коры и все возрастающей ролью корового гранитообразования, которое иногда ослабевает лишь к концу мегаритма, на реверсивной стадии.

Магматические провинции, соответствующие отдельным мегаритмам, протягиваются на многие тысячи километров и имеют субглобальные масштабы. Так, каледонский мегаритм охватывает Урал, Казахстан, часть Тянь-Шаня, Алтае-Саянскую область, Забайкалье и Монголию. Герцинский мегаритм распространен примерно в тех же границах, обуславливая «полицикличность» таких областей, как Урал, Алтай и др., и, кроме того, прослеживается еще далее на восток, в Приамурье. Поздне-мезозойский мегаритм ($K_2 - P$) позволяет очертить одну из крупнейших в мире магматических провинций, которая протягивается от Дальнего Востока и Северо-Востока СССР через Китай и Индокитай в Бирму и Индонезию и затем через Гималаи к Памиру и Афганистану. Примечательна высокая степень синхронности однотипных по характеру щелочности магматических ритмов (формаций), соответствующих одним и тем же стадиям магматического мегаритма, на громадных пространствах. По этому признаку выделяются узковозрастные магматические эпохи и отвечающие им магматические и металлогенические провинции, например натровые золотоносные, калиевые оловоносные и т. п. [5]. Ярким примером служит калиевая оловоносная провинция уже упоминавшегося поздне-мезозойского мегаритма, с которой связаны оловянные месторождения Тихоокеанского пояса, а также их возрастные и формационные аналоги в самом центре Евразии. Такого рода магматические пояса или

провинции пересекают коровые структуры с самой разной тектонической предьсторией: эв- или миегосинклинальные прогибы, геоантиклинальные поднятия, срединные массивы, молодые и древние платформы и т. д. Важно, что при этом состав магматических ассоциаций остается постоянным, хотя в зависимости от характера геологического окружения, естественно, меняются формы проявления гранитоидного магматизма: формы интрузивов, их соотношения с вулканитами и т. п. В этой связи не выглядит случайной тщетность многочисленных попыток найти отличия по веществу между магматизмом, например, областей активизации и складчатыми или орогенными областями. Вышеизложенное служит основанием для отказа от понятия «тектономагматический цикл» и для введения вместо него понятия «магматический мегаритм», освобожденного для объективности анализа от тектонической нагрузки.

Огромная протяженность магматических провинций, на 1—2 порядка превышающая мощность литосферы континентов, заставляет искать причины описываемых явлений на очень больших глубинах мантии, в частности в уже упоминавшихся конвекционных движениях мантийного вещества, связанных с формированием ядра. Судя по общей эволюции основных и кислых магм в течение мегаритмов, сначала в действие вступают относительно малоглубинные натровые интрателлурические флюиды, а затем — все более глубинные калиевые и высокощелочные. Общая эволюция земной коры в сторону ее «зрелости», т. е. увеличения роли гранитов и их калиевости, как известно, также гомодромна. Каждый мегаритм вносит свой вклад в этот процесс.

Из всего сказанного следует, что для полного развития гранитоидных систем необходима континентальная кора, возникшая на ранних этапах развития Земли. Вместе с тем, поскольку приходится считаться с периодическим наращиванием континентальной коры с каждой волной интрателлурических флюидов, нельзя исключать возможность образования ее также за счет океанической коры или вообще за счет базитовых субстратов. Причины различий между континентальным гранитоидным и океаническим базальтоидным магматизмом представляются гораздо более глубокими, чем простое наличие или отсутствие ранее сформированной континентальной коры.

Базальтоидный магматизм, в отличие от гранитного, определяется главным образом процессами, происходящими на уровне астеносферы или кверху от нее. Здесь нет осязаемого влияния интрателлурического привноса, нет строгой ритмичности, обусловленной гомодромной эволюцией. Напротив, характерны пестрота вулканических ассоциаций, резкие латеральные переходы, региональная зональность с изменением типа щелочности и т. п. Есть достаточные основания для выделения двух контрастных типов магматических режимов (систем), характеризующих принципиально разные состояния подкоровых недр [4]: гранитоидного или «актуозного» (активного) и базальтоидного или «седативного» (спокойного). В истории развития Земли оба режима сменяют друг друга во времени. В Алтае-Саянской области, например, к седативному режиму относятся существенно вулканические эпохи Pg_2 — C_1 и D_2 — C_1 , разделяющие байкальский, каледонский и герцинский мегаритмы. Проблема латеральных соотношений между актуозными и седативными системами нуждается в специальном исследовании. Современная эпоха относится к седативному режиму, так как среди наблюдаемых сейчас геодинамических обстановок сколько-нибудь заметного развития гранитоидных систем не установлено.

Уже очевидно, что в «геосинклинальном» мировоззрении гранитоидные системы не находят себе должного места. То же самое, однако, приходится говорить и о концепции плитной тектоники. Последний гранитоидный магматизм объясняется сейчас рядом разнородных моделей: субдукцией, обдукцией, сгущиванием, подплитными мантийными горячими точками или плюмажами, которые в общем, аналогичны интрателлурическим флюидным потокам [3, 10, 12 и др.]. Но и в этом мировоззрении

гранитоидный магматизм со всеми разобранными выше общими закономерностями эволюции во времени и размещения в пространстве пока остаются «за бортом». Думается, что создание по-настоящему глобальной петролого-тектонической концепции — дело будущего.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы/Ермолов П. В., Изох Э. П., Владимиров А. Г. и др.— Новосибирск: Наука, 1977.— 245 с.
2. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию.— Новосибирск: Наука, 1980.— 200 с.
3. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы.— М.: Недра, 1981.— 235 с.
4. Изох Э. П. Габбро-гранитные плутонические серии как индикаторы глубинных процессов.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 35—57.
5. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования.— М.: Недра, 1978.— 137 с.
6. Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Недра, 1955, с. 37—59.
7. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.
8. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства пьрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 7—20.
9. Коржинский Д. С., Зотов И. А., Перцев Н. Н. Трансмагматические флюиды и метаматматизм.— В кн.: Доклады 27-го Международного геологического конгресса. Т. 9. Петрология. М.: Наука, 1984, с. 259—262.
10. Океанология. Т. 2. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.— 415 с.
11. Питчер У. Теневая стратифицированность в интрузивных гранитах.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 103—120.
12. Современные идеи теоретической геологии.— Л.: Недра, 1984.— 280 с.

В. Л. МАСАЙТИС, В. Н. МОСКАЛЕВА

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И КРУПНОМАСШТАБНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Один из важных элементов геологической теории — учение о магматических формациях — ведущее в современной петрологии. На его основе охарактеризованы многочисленные магматические образования позднего докембрия и фанерозоя территории СССР, произведены их расчленение, типизация и корреляция, установлены региональные закономерности размещения и проявления в разнотипных и разновозрастных геологических структурах. Петрографические исследования, проводившиеся в различных районах СССР с использованием формационного метода создали основу расчленения и корреляции магматических образований в мелких и средних масштабах. Объектами исследований при этом были магматические комплексы, совокупности магматических комплексов (т. е. формационные виды), а также ассоциации более высокого ранга — ряды комплексов и формаций.

При крупномасштабной геологической съемке изучение магматического комплекса в полном объеме, обычно не вмещаемом в рамки номенклатурного листа, возможно в рамках группы листов крупномасштабной карты или же в пределах структурно-формационной зоны в целом, обычно ограничивающей распространение того или иного комплекса. Таким образом, при крупномасштабной съемке приходится иметь дело не с формационными видами, а с отдельными индивидами формаций или их частями. Это в значительной мере определяет возможность и необходимость использования формационного анализа при крупномасштабном картировании только как определенного метода изучения ассоциаций изверженных по-

род. Главнейшей задачей при этом является изучение отдельных геологических тел и их совокупностей, характеризующихся общностью составов, строения, времени образования и соотношения с окружающими образованиями.

Метод формационного анализа различно используется на разных этапах работ по проведению крупномасштабной геологической съемки — на подготовительной стадии создания опорной легенды, на стадии собственно геологического картирования и поисков, а также на завершающей стадии обобщения полученных материалов и локальной прогнозной оценки объектов. На первой стадии разрабатывается общая региональная модель магматизма, причем районирование территории ведется на основе использования результатов мелко- и среднемасштабного геологического картирования с выделением отдельных структурно-формационных зон, характеризующихся специфическими наборами представителей отдельных формационных видов — магматических комплексов. Одновременно создаются (также с использованием формационного метода) детальные схемы расчленения и корреляции магматических комплексов региона. На основе этих материалов готовятся рабочие опорные легенды для площадей (в частности, групп номенклатурных листов), где предполагается вести крупномасштабную геологическую съемку). Для каждого региона проведения таких съемок создаются опорные легенды, разрабатываются представления о рядах магматических комплексов, в той или иной мере отвечающих моделям идеальных типовых рядов формаций, характерных для блоков земной коры с определенным геодинамическим развитием (эвгеосинклинальным, миеосинклинальным, срединных массивов, эпитгеосинклинальных и эпикратонных орогенов, эпиорогенных структур, авлакогенов, антеклиз, щитов, синеклиз и прогибов платформ, рифтогенных систем и т. д.).

На стадии непосредственного выполнения геолого-съемочных работ применение результатов формационных исследований и использование некоторых методических приемов формационного анализа имеют свою специфику и, в целом, опосредованный характер. Ведущей задачей картирования петрографических объектов является определение их состава, строения, соотношения с окружающей средой и времени образования. Признаки их вещественного состава, внутренней структуры, характера взаимодействия с вмещающими породами и т. д., которые используются для расчленения и корреляции — основных методов геологической съемки, являются в то же время признаками, позволяющими установить принадлежность картируемых объектов к тем или иным типовым ассоциациям изверженных пород. Знание особенностей таких формационных видов позволяет более правильно решать задачи картирования, а также, исходя из установленной потенциальной рудоносности соответствующих формаций, давать более точную оценку реальной рудоносности отдельных картируемых геологических тел и их совокупностей. При этом необходимо подчеркнуть, что признаки реальной рудоносности не могут повторять признаков формационной принадлежности. Анализ полученных материалов и других данных позволяет на рассматриваемой стадии прогнозировать полезные ископаемые, а в ряде случаев и оценивать прогнозные ресурсы.

На стадии обобщения результатов съемок и редактирования карт проводится анализ всех имеющихся данных, производится сопоставление полученных при съемках характеристик магматических комплексов с типовыми, т. е. внутриформационный анализ, устанавливаются провинциальные особенности магматических комплексов в пределах групп листов или структурно-формационной зоны, дается общая оценка перспектив рудоносности территории.

Определенным заблуждением является попытка подмены петрологического изучения конкретных геологических тел формационным анализом их совокупностей. Представляется необоснованной постановка вопроса о геологическом картировании магматических формаций в масштабе 1 :

: 50 000 применительно к отдельным номенклатурным листам или группам листов. Также следует считать ошибкой отождествление понятий «картирование магматических формаций» и «крупномасштабное геологическое картирование магматических образований (комплексов, тел) с использованием формационного метода». Это неизбежно влечет за собой попытку подогнать характеристику индивидуальных природных объектов под некую обобщенную модель. Задача же крупномасштабной съемки — установление всех присущих данному объекту и необходимых для его правильного отображения на карте и прогнозной оценки черт и особенностей вне зависимости от тех или иных схем. Именно эти индивидуальные черты и особенности нередко определяют реальную рудоносность магматических образований и характер размещения связанных с ними рудных тел.

При исследовании магматических ассоциаций нередко используется представление о «магматических сериях» и «петрогенетических рядах», под которыми в общем случае понимается ассоциация горных пород, характеризующихся непрерывным или прерывистым, но направленным изменением петрографических и петрохимических свойств. При выделении серий устанавливается генетическое родство совокупностей изверженных пород. Несколько различающихся между собой таких серий или рядов возникают в рамках отдельных магматических комплексов, принадлежащих к одной и той же формации, или же различных тел одного и того же комплекса, сочленяющихся между собой. Появление «полифациальных» в петрогенетическом отношении комплексов одной формации или даже тел определяется реальными условиями их становления. Примерами их могут быть сложные по строению вулканотрузивные комплексы «полифациального» характера или же интрузивные тела сложной формы, где дифференциация на месте идет по-разному в разных частях. Понятие «магматическая формация», как класс объектов, таким образом, является более широким, чем «магматическая серия» или «петрогенетический ряд».

Расчленение и корреляция — это частные методы познания природных, в том числе геологических, объектов, в свою очередь включающие ряд специальных методов. Расчленение и корреляция петрологических объектов могут производиться на уровне отдельных видов и разновидностей пород, на уровне отдельных слагаемых ими геологических тел и ассоциаций этих тел — отдельных магматических комплексов и, наконец, на формационном уровне.

Расчленение при крупномасштабной геологической съемке помогает выделить в составе отдельных конкретных петрологических объектов, в том числе сложного строения, элементарных картируемых в данном масштабе единиц. Понятие «расчленение» нередко употребляется в смысле выделения каких-либо обособленных по определенным признакам частных объектов наблюдения (например, отдельного обнажения, какой-либо типичной породы, участка контакта между породами, отдельной дайки, зоны метаморфизма и т. п.) и в смысле выделения обобщенной модели картируемой единицы, находящей отражение в опорной легенде. Выделение такой картируемой единицы невозможно без анализа (без единичных частных наблюдений) и без синтеза (их сопоставления, корреляции признаков и выделения общего).

Таким образом, «расчленение» во втором его значении, по существу, немислимо без корреляции; при крупномасштабной съемке расчленение и корреляция выступают как две стороны единого процесса. В еще большей мере такое единство расчленения и корреляции присуще картированию стратиграфических объектов.

Расчленение и корреляция магматических образований на уровне геологических тел, комплексов и на формационном уровне предполагают выявление и сопоставление ряда признаков этих образований как статических систем.

Специальными методами расчленения и корреляции являются петрографический, минералогический, петро-, геохимический, геофизический, фациальный, петроструктурный, петрофизический, стратиграфический,

радиологический, историко-геологический, дистанционного зондирования, биогеохимический и др. Формационный метод выступает при этом как комплексный метод анализа ранжированных признаков состава, строения и соотношений с окружающей средой применительно ко всей выделяемой ассоциации. Выявляемые и анализируемые существенные признаки формационной принадлежности могут быть сквозными, например тренды изменения каких-либо свойств ассоциаций, члены которых находятся между собой в упорядоченных временных или пространственных взаимоотношениях. Иногда главные признаки могут относиться к какому-либо одному виду пород, обычно типоморфному для соответствующей формации.

Определенное значение имеет и субординация признаков. Признаки состава играют ведущую роль при отнесении комплекса к семейству или группе формаций; при отнесении комплекса к тому или иному виду диагностическими считаются признаки строения и соотношения со средой.

Состав комплексов определяется набором видов и разновидностей пород, строение комплексов — внешней формой простых геологических тел, составляющих комплексы, и способами сочетания частей, т. е. геометрическими, возрастными и количественными соотношениями пород, а также тенденциями изменений вещественного состава. Границы и объем каждого комплекса определяются в результате геологических, петрогеохимических, радиологических и петрогеологических исследований. Таким образом создаются и отражаются на картах модели отдельных комплексов кристаллических пород.

Применение формационного метода при крупномасштабной геологической съемке знаменует новый этап в развитии учения о магматических формациях, однако надо четко представлять себе роль и возможности этого метода для повышения качества и эффективности крупномасштабного геологического картирования.

Формационные исследования в крупномасштабном геологическом картировании позволяют уточнить главные устойчивые характеристики магматических образований и установить связь этих характеристик с эндогенными режимами, что даст важную информацию об относительных *PT*-условиях генерации и становления магм. Наряду с этим формационный метод надежно обеспечивает петрологической основой прогнозирование полезных ископаемых.

Т. В. ДЖАНЕЛИДЗЕ, В. Л. МАСАЙТИС, Н. А. РУМЯНЦЕВА,
В. В. ВОЛКОВ

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ СССР

М-БА 1 : 5 000 000

В последние десятилетия в СССР широко развернулись палеовулканологические исследования, высокоэффективные при поисках месторождений полезных ископаемых. Значительное развитие получило и составление палеовулканологических карт различного масштаба. На III палеовулканологическом симпозиуме (Новосибирск, 1977 г.) были подведены итоги современного состояния палеовулканологического картирования и вынесено решение о создании серии палеовулканологических карт СССР. Эта задача включалась в общий план работ на 1981—1985 гг., предусматривавший составление ряда палеовулканологических карт (для срезов V — S₁; S₂ — C₁; C₂ — T; J — K; P — N) м-ба 1 : 5 000 000 силами коллективов научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР, Академии наук СССР и союзных республик, производственных организаций Мингео СССР и учреждений Минвуза СССР. Инициатором

их составления был основоположник палеовулканологии, как новой отрасли геологической науки, председатель палеовулканологической комиссии Петрографического комитета, член-корреспондент АН СССР И. В. Луцицкий.

Цель составления карт — по возможности полная сводка картографических данных о распространении вулканогенных образований фанерозоя и связанных с ними полезных ископаемых территории СССР. При этом предполагается выяснение закономерностей пространственного и временного проявления вулканических образований разных типов и сопутствующего оруденения в различных палеогеографических и геодинамических обстановках, в главнейших структурах земной коры, а также закономерности эволюции вулканизма в истории их развития.

Отсутствие в мировой практике опыта подобных работ потребовало разработки принципов и методов мелкомасштабного палеовулканологического анализа, усовершенствования классификации тех объектов и явлений, которые должны быть показаны на карте, определения наиболее рациональных картографических способов и средств их отображения.

На составленных палеовулканологических картах СССР м-ба 1 : 5 000 000 (для пяти возрастных срезов) показаны распространение и структурно-вещественные особенности продуктов вулканизма, их минералогения и обстановки проявления.

Основной элемент нагрузки карт — вулканические формации. Для единообразия в выделении формаций, понимания их объема и границ разработаны классификация вулканических формаций на петрохимической основе и способы количественной оценки используемых классификационных признаков. Главными среди этих признаков являются степень мафичности преобладающих пород, насыщенности их кремнеземом, тип щелочности, степень известковистости и меланократовости, а также ведущий петрохимический тренд серии, размах вариаций в направлении этого тренда. В большинстве случаев на картах показаны не отдельные формации, а их парагенезы — закономерные сочетания формаций, характеризующие вулканизм более продолжительных временных интервалов и более крупных вулканических ареалов по сравнению с отдельными формациями. В основу типизации парагенезов положены наборы вулканических образований как на современном срезе, так и реконструируемые.

Как важнейшие структурные характеристики вулканических образований показаны вулканы и вулканотектонические структуры, подразделяемые по форме и внутреннему строению на ряд типов и подтипов.

Минералогические особенности процессов вулканизма находят отражение в полях распространения месторождений и рудопроявлений вулканогенных рудных формаций, определяемых видом полезного ископаемого и генетическим типом руд (эксталяционные, вулканогенно-осадочные, вулканогенно-гидротермальные, гидротермальные, гидротермально-метасоматические).

На карте отображена также палеогеографическая обстановка, определяющая в значительной степени условия аккумуляции вулканического материала (в том числе рудного вещества) и фациальный облик вулканических пород, а также содержащая сведения о режиме тектонических движений. Показ палеогеографических обстановок — морских, переходных и континентальных (подразделяющихся еще более подробно исходя из положения относительно уровня мирового океана и других признаков) — составляет силовую фон карты. На ней изображены главнейшие разрывные нарушения (синвулканические и более поздние — если они определяют границы вулканических полей), предполагаемое положение магмоподводящих каналов.

Карта привязана к современной географической основе и к современным геологическим контурам, однако нанесение главных разрывных нарушений (в том числе надвигов) на границах разнородных блоков позволяет использовать карты и при палинпастических реконструкциях.

Карты сопровождаются колонками, которые характеризуют в обобщенном виде всю историю развития отдельных вулканических ареалов. В виде врезок приводятся схемы палеовулканологического районирования территории СССР.

В результате сравнительного анализа вулканических ареалов (как в рамках одного среза, так и всех срезов в совокупности) проведены их ранжирование и типизация. В основу выделения таксонов разного ранга (глобальных, региональных, локальных) положены размеры ареалов, с которыми, как правило, положительно коррелируют продолжительность вулканической активности и уровень таксонов формационных подразделений (отдельные формации, временные ряды формации, серии рядов формаций).

В качестве примера ареала планетарного уровня может быть выделена система Восточно-Азиатских мел-палеогеновых вулканических поясов, протянувшихся на 8000 км (включая зарубежную часть) и формировавшихся в течение 70—80 млн. лет. В пределах этих поясов выделяются ареалы регионального и локального уровня: вулканические зоны (протяженностью в несколько сотен километров) и вулканические поля (первые десятки километров).

Наряду с поясами типа Восточно-Азиатских, которые могут быть названы «автохтонными», выделяются пояса, состоящие из ряда некогда разобнесенных, тектонически сближенных вулканических зон, например Уральский и другие пояса геосинклинального типа. Такие пояса к концу отдельных циклов геосинклинального развития в значительной своей части должны рассматриваться как «аллохтонные». Длительность их функционирования может составлять несколько сотен миллионов лет при такой же или меньшей протяженности, чем у поясов «автохтонного» типа.

Типизация вулканических ареалов может производиться в различных аспектах — временном, экологическом, кинематическом, конституционном, структурном и др. Для ареалов регионального уровня наиболее информативными и отвечающими характеру нагрузки карты будут экологические и конституционные признаки ареалов, т. е. главным образом наборы вулканических формаций и палеогеографические обстановки их проявления. При совместном рассмотрении вулканических формаций и палеогеографических обстановок их проявления отчетливо обособляются четыре группы вулканических ареалов.

Первая группа с линейной формой ареалов объединяет формации мафического семейства нормального и субщелочного типов, образующие сложные латерально-временные ряды с тенденцией возрастания в ходе развития ряда саличности и калиевости пород и одновременной сменой глубоководной обстановки на мелководную и островную. Вторая группа включает ареалы также преимущественно линейные, с широким диапазоном составов формаций (от ультрамафических до салических, от нормальных до щелочных), проявляющихся в горных областях и возвышенных равнинах. Для этих ареалов характерны значительные вариации щелочности пород, достигающие максимума в начале и в конце формирования ареалов, а также по их периферии. Третья группа — преимущественно изометричные ареалы с мафическими, меньше — ультрамафическими формациями, образующимися в обстановках лагуны и низменных равнин. Наконец, четвертая — ареалы линейного типа с салическим составом формаций, гомодромной, реже — антидромной направленностью развития, проявляющиеся в горных условиях.

Перечисленные группы ареалов отвечают традиционно выделяемым областям вулканизма, характерным для геосинклинального, рифтогенного (одноосевого рифтинга), кратонного (многоосевого рифтинга) и орогенно-геодинамических режимов. Типизация отображенных на карте вулканических ареалов различного ранга позволила провести палеовулканологическое районирование территории СССР (для разных возрастных уровней).

Вулканические ареалы в целом могут рассматриваться как зоны глубинного энергостока, в пределах которых тепломассоперенос приводит к появлению на поверхности продуктов плавления коры и верхней мантии, что обеспечивается достаточно высоким избыточным давлением магмы у источников и проницаемостью коры, причем последняя может быть функцией тепломассопереноса, подъема, коробления, и растяжения. В этой связи весьма важно выявление на основе карты региональных (а в ряде случаев и глобальных) систем такого энергостока, проявляющихся в форме протяженных вулканических поясов, провинций, зон и т. п.

Одновременно палеовулканологические карты дают возможность количественной оценки энергостока в пределах отдельных крупных ареалов, что позволяет их сравнивать на более строгой количественной основе, а результат использовать для более обоснованной типизации вулканических ареалов.

Одной из таких систем энергостока надрегionalного уровня является Сибирская вулканическая провинция поздней перми — раннего триаса, охватывающая значительные части Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, а также некоторые смежные структуры. Магмовыводящие зоны в ее пределах в целом могут рассматриваться как расколы гигантского свода с поперечником около 3000 км и центром в районе Карского поднятия, а общий объем доставленного к поверхности магматического материала оценивается в $4 \cdot 10^6$ км³. Различия в характере и масштабах подъема базальтовой магмы в северной и южной частях этого вулканического ареала определяются избыточным давлением у источника, в свою очередь зависящим от мощности и плотности литосферной колонны и масштабов плавления. Различиями в величине магматического напора и характером взаимодействия нагретых базальтовых масс с водонасыщенными толщами в верхних горизонтах коры, обусловившего фреатомагматический характер извержений, могут объясняться и различия в типах поверхностного вулканизма в северной и южной частях площади. Эти особенности определяют и металлогенические черты вулканической провинции, в значительной степени обусловленные динамикой подъема расплава, их взаимодействием с водонасыщенной окружающей средой.

Взаимодействие вулканических образований в фазу их становления и преобразования с реконструируемой окружающей средой в глубоководной обстановке, в условиях континентального склона, шельфа, островной обстановки, в условиях лагуны, низменной заболоченной равнины и др., т. е. в условиях значительной водонасыщенности этой среды, наряду с реологией и режимом магмы определяет особенности самих извержений и характер ассоциирующего оруденения. Все это подчеркивает конструктивность рассмотрения энергетической стороны древнего вулканизма в аспекте анализа связей его с глубинными процессами глобального уровня и в аспекте металлогенических особенностей.

Составленные карты являются основой для палеогеодинамических реконструкций, поскольку содержат сведения о важнейших параметрах древних вулканических образований, индикаторных для тех или иных современных геодинамических обстановок (размещение и конфигурации зон вулканизма, структурно-вещественные особенности вулканических продуктов, палеогеографический режим). Результаты сравнения карт отдельных возрастных срезов позволяют судить и о динамике изменения этих параметров во времени.

Изучение особенностей развития древних вулканических областей с актуалистических позиций способствует раскрытию некоторых общих закономерностей тектономагматического развития подвижных областей и платформ. Так, на примере Урала удалось показать, что появлению герцинской эвгеосинклинальной области предшествовала обстановка, сходная с обстановкой современных континентальных рифтовых зон (венд — ранний ордовик). Переход от нее к эвгеосинклинальному режиму осуществлялся путем последовательного сужения области вулканизма, увеличения его интенсивности, изменения состава его продуктов в направ-

лении падения их щелочности и титанистости, возрастания известковистости и меланократовости (т. е. приобретения ими все большего сходства с океаническими), возрастания глубины бассейнов, где происходили излияния. Обстановка вулканизма в течение среднего ордовика — девона (традиционно относимая к эвгеосинклинальной) сходна с обстановкой современных островных дуг, интрадуговых рифтов и окраинных морей.

Анализ проявлений фанерозойского вулканизма показывает, что в большинстве случаев типы реконструируемых извержений, характерные для определенных типовых ареалов, имеют аналоги в современных вулканических областях на континентах, в пределах островных дуг, а также в субмаринных обстановках, хотя есть неясности в возможности интерпретации образования отдельных вулканических комплексов базальтового состава в результате извержений в древних осевых зонах океанического спрединга. На сложность такого прямого сопоставления указывал еще И. В. Лучицкий, отмечавший отсутствие современных аналогов континентальных базальтов плато (если исключить, конечно, базальты Исландии).

В связи с такими сопоставлениями древнего и современного вулканизма на основе палеовулканологических карт следует указать на полную необоснованность выделения так называемого «криптовулканизма», связанного якобы с «флюидизацией» вещества верхних горизонтов земной коры под влиянием подъема мантийных флюидов, с гигантскими взрывами газов и обрушениями, в результате которых образуются круговые структуры диаметром от первых километров до 100 км, парагенетически связанные со щелочно-базальтоидным и кимберлитовым магматизмом кратонных областей. Так называемые «криптовулканические» структуры, выделенные впервые несколько десятилетий назад, как показывает мировая практика, не связаны с эндогенными процессами и представляют собой древние метеоритные (импактные) кратеры, а развитые в них породы являются импактными брекчиями и импактитами. В современных вулканических областях такие структуры и породы неизвестны.

Данные, полученные при составлении палеовулканологических карт, показывают, что стратиграфический подход к продуктам древнего вулканизма (особенно широко применявшийся еще при геологическом картировании средних и крупных масштабов) недостаточен, а нередко попросту ошибочен. Расчленение, корреляция и картирование этих образований должны производиться исходя из принадлежности к определенным вулканическим комплексам, формирующимся в результате извержений разных типов в той или иной структурной обстановке. Только такой подход позволит использовать геологические карты в качестве основы для прогнозирования и поисков полезных ископаемых вулканического происхождения.

В перспективе развития мелкомасштабного палеовулканологического картирования (1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000) — создание карт-срезов для ряда докембрийских эпох вулканизма, а также составление серий карт отдельных крупных фанерозойских провинций и поясов для более узких временных интервалов вулканизма. При составлении этих карт может использоваться детальная геохимическая основа, в том числе использование массовых результатов применения нейтронно-активационных и изотопных методов изучения вещества вулканических пород. Целесообразно попытаться дать более точные количественные оценки продуктов вулканизма, что позволит выявить ряд его пространственных закономерностей, в частности применительно к отдельным магмовыводящим каналам (оценка их продуктивности), крупным вулканотектоническим структурам (оценка особенностей стадий их развития) и др. На таких картах можно было бы показать детали соотношения вулканических и синхронных интрузивных образований, нанести некоторые палеогеофизические характеристики областей вулканизма, реконструируемые с использованием палеомагнитных данных, представлений о тепловых потоках и пр. Все это вместе с другими данными способствует переходу к построению палеовулканологических карт с учетом палинстатических реконструкций, что важно и для анализа металлогении вулканических ареалов и их корней.

PT-ТРЕНДЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НА ПРОГРЕССИВНОМ И РЕТРОГРАДНОМ ЭТАПАХ

Полный эндогенный цикл эволюции зональных метаморфических комплексов, синхронных с гранитоидным магматизмом, можно разделить на три стадии: прогрессивный этап, ретроградный и стадию орогенного молассообразования. Пользуясь показаниями геотермобарометров, петрогенетических сеток, изучая реакционные замещения минералов, можно восстановить *PT*-тренды и режим кислотности — щелочности на всех стадиях метаморфического цикла.

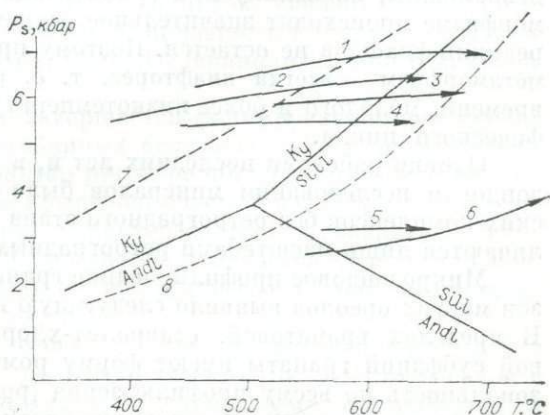
ПРОГРЕССИВНЫЙ ЭТАП МЕТАМОРФИЗМА

Согласно некоторым петрогенетическим моделям, прогрессивные *PT*-тренды метаморфизма регионально-зональных ореолов близки к линиям геотермических градиентов, и, соответственно, выделяются высоко- или низкоградиентные метаморфические комплексы. Если это так, то низкотемпературные зоны метаморфизма должны всегда формироваться и при минимальных давлениях, в стадию прогрессивного разрастания ореола низкотемпературные парагенезисы должны замещаться не только более высокотемпературными, но и более глубинными ассоциациями.

Сопряженная корреляция *P* и *T* часто устанавливается в древних гранулитовых щитах, в пределах которых наиболее глубинные гранулиты обычно оказываются и наиболее высокотемпературными. Но для зональных ореолов кианит- или андалузит-силлиманитового типа, где температура может меняться от хлорит-серицитовой до силлиманит-калишпатовой ступени, картина оказалась иной. На рис. 1 приведены *PT*-тренды прогрессивного этапа в различных метаморфических комплексах [5, 6, 9, 11—13], в которых температура определялась преимущественно по биотит-гранатовому термометру, а давление — по гранат- Al_2SiO_5 -плаггиоклаз-кварцевому барометру. Все тренды оказались субизобарическими. Выдержанность давления внутри многих ореолов подтверждается и при обычных парагенетических исследованиях. Так, при зональном прогрессивном метаморфизме практически не известны случаи наложения высокobarических ассоциаций на низкobarические. В кианит-силлиманитовых ореолах ($P_s = 4-6$ кбар) в биотитовой и гранатовой зонах никогда не образуется такой малоплотный минерал, как кордиерит; присутствие его свидетельствовало бы о том, что низкотемпературные зоны являются и наименее глубинными. Изобарический характер зонального метаморфизма часто об-

Рис. 1. *PT*-тренды прогрессивного метаморфизма, выведенные с применением биотит-гранатового геотермометра и гранат-плаггиоклаз- Al_2SiO_5 -кварцевого геобарометра для зональных комплексов.

1 — Центральный Французский массив [5]; 2 — Южная Бретань [13]; 3 — Массачусетс [12]; 4 — серия Хида [6]; 5 — серия Вади Кид [9]; 6 — хр. Вомей [11]; 7, 8 — линии геотермических градиентов для альпийских геосинклиналей (7), для древних щитов (8).



наруживается при картировании крупных регионов. Например, все нижнепротерозойские толщи Патомского нагорья, Мамской кристаллической полосы и Северного Прибайкалья составляют части единого субизобарического ореола кианит-силлиманитового типа, протягивающегося на сотни километров и почти не искаженного тектоническими нарушениями. Давление во всех его зонах менялось в очень узких пределах — 4—6 кбар [1].

Считается, что наиболее резкий градиент давления ($P_s = 7-10$ кбар) существовал при прогрессивном метаморфизме наиболее глубинных эклогит-глаукофансланцевых и тальк-кианитовых комплексов. Однако признаки столь же высокого давления недавно были выявлены и в самых низкотемпературных частях этих комплексов, где обнаружены магнезиокарфолит и такие редкие парагенезисы, как тальк + фенгит и тальк + хлоритид [2, 4, 8]; все они возникают только при $P_s \geq 7$ кбар.

Таким образом, комплекс критериев показывает, что энсиалические метаморфические ореолы формируются не в ходе погружения, а в конце его, на стадии глубинной стабилизации. Поэтому их PT -тренды имеют латеральный характер и не совпадают с линиями геотермических градиентов, а пересекают их (см. рис. 1). Очевидно, главная причина зонального метаморфизма в глубинных сечениях земной коры — подъем флюидно-тепловых потоков (тепловых аномалий), а синметаморфические граниты — их следствие. Глубинный характер этих потоков доказывается специфическим флюидным режимом гранитообразования, выдерживающимся внутри каждого комплекса независимо от того, какие породы подвергаются гранитизации. Так, в раннепротерозойском поясе Восточной Сибири, в его мио- и эвгеосинклинальной части, а также в диафторированных блоках архея гранитоиды почти повсеместно имеют выдержанный биотит-мусковитовый двуполюшпатовый состав (граниты древнестанового, куандинского или мамско-оронского типов).

Судя по прецизионным геохронологическим датировкам, особенно в палеозойских комплексах, продолжительность отдельных циклов регионального метаморфизма (от начала прогрессивного до конца ретроградного этапа) не превышает первых десятков миллионов лет. Поэтому скорость разрастания метаморфических ореолов значительно опережает скорость прогибания и увеличения литостатического давления, что также предопределяет субизобарический характер зонального метаморфизма в каждом отдельном сечении.

РЕТРОГРАДНЫЙ ЭТАП МЕТАМОРФИЗМА

В ряде исследований высказывалось мнение, что заметные проявления ретроградного метаморфизма на нисходящей ветви каждого цикла невозможны, поскольку при гранитизации и высокотемпературном метаморфизме происходит значительное осушение пород, и для ретроградных реакций флюидов не остается. Поэтому предполагалось, что ретроградный метаморфизм — всегда диафторез, т. е. результат наложения нового по времени, молодого и более низкотемпературного прогрессивного метаморфического цикла.

Однако работами последних лет и, в частности, при массовом микронзондовом исследовании минералов было установлено, что метаморфических комплексов без ретроградного этапа вообще не существует. Они различаются лишь масштабами ретроградных реакций.

Микронзондовое профилирование гранатов из разных метаморфических зон многих ореолов выявило следующую повторяющуюся закономерность. В пределах гранатовой, ставролит-хлоритидной и ставролит-хлоритовой субфаций гранаты имеют форму ромбододекаэдров и прогрессивную зональность по всему профилю зерна (рост X_{Mg} и снижение X_{Mn} и X_{Ca} к краям кристаллов). В ставролит-биотит-кианитовой (андалузитовой) и

ставролит-силлиманитовой субфациях гранаты сохраняют прогрессивную зональность в средней части зерен, но в краях кристаллов на них накладывается ретроградная зональность (рост X_{Mn} и X_{Ca} и снижение X_{Mg}). Во всех более высокотемпературных субфациях — силлиманит-биотит-мусковитовой, силлиманит-биотит-калишпатовой и гранат-кордиерит-калишпатовой — гранаты с лапчатыми, изъеденными контурами зерен либо гомогенны (редко), либо имеют ретроградную зональность по всему профилю зерен.

Итак, в моноциклических ореолах регионального и контактового типа при любых давлениях ретроградная зональность в гранатах с максимальной интенсивностью проявлена в высокотемпературных субфациях. Как известно, ретроградная зональность образуется в интервале падающих температур за счет обменных реакций в контактах с другими железомagneзиальными фазами — биотитом, кордиеритом, амфиболом и т. д. Почему же такие реакции не происходят в относительно низкотемпературных субфациях и довольно слабы в двух среднетемпературных? Причина этого будет ясна, если учесть, что, начиная именно со ставролит-биотит-кианитовой (андалузитовой) субфации, впервые появляются пегматиты, кварц-полевошпатовые инъекции, гранитизация, усиливающаяся с температурой. Участки насыщения такими инъекциями — зоны циркуляции не только магматических, но и постмагматических растворов. Поэтому естественно связать ретроградную перекристаллизацию гранатов с воздействием данных растворов. В более низкотемпературных зонах, где нет ни пегматоидных жил, ни постмагматических растворов, гранаты целиком сохраняют прогрессивную зональность в контактах с любыми минеральными фазами, поскольку в отсутствие ретроградных флюидов обменные реакции невозможны.

В площадном развитии (вне зон разломов) максимальная интенсивность ретроградных процессов характерна для пегматитовых и мигматитовых полей и экзоконтактов гранитоидов. При этом по мере снижения температуры химизм ретроградных реакций испытывает резкую инверсию от щелочного к кислотному. Так, ранние ретроградные процессы чаще всего выражаются в фельдшпатизации и биотитизации, сопровождаются привнесением K и Na и имеют щелочной характер. Однако с понижением температуры биотитизация сменяется мусковитизацией, хлоритизацией и окварцеванием, что сопровождается выносом щелочей, и процесс приобретает типичную кислотную тенденцию (выщелачивание). По минералогическому выражению и по времени ретроградные реакции в метаморфических толщах полностью совпадают с автометасоматическими процессами в ассоциирующих гранитоидах и пегматитовых жилах.

Таким образом, причина ретроградного метаморфизма — циркуляция постмагматических растворов, отделяющихся от синметаморфических гранитоидов в их жильном или массивном проявлении. Не случайно, что именно на ретроградном этапе фиксируется сильный привнос летучих, характерных также для флюидной фазы гранитов, связанных с данным метаморфическим комплексом, — V (турмалинизация), F (фтористые мусковиты, топаз и флюорит), сульфатов, Cl и CO_2 (скаполитизация и карбонатизация).

Ретроградная стадия обычно завершается формированием зон зеленосланцевых диафторитов вдоль глубинных разломов. В них метасоматический, чаще всего кислотный характер ретроградных реакций (серицитизация, хлоритизация, окварцевание) выражен очень ярко. Для таких трансформных швов интрателлурический характер растворов очевиден. Однако «постмагматическая» природа этих растворов отмечается уже не для конкретных массивов или пегматитовых полей, а для всего флюидно-магматического цикла гранитизации в целом.

В отличие от прогрессивного этапа, P T -тренды ретроградного этапа (рис. 2) весьма разнообразны — от изобарических [5, 12] до трендов с раздельным [10] или сопряженным [3, 7] снижением температуры и давления.

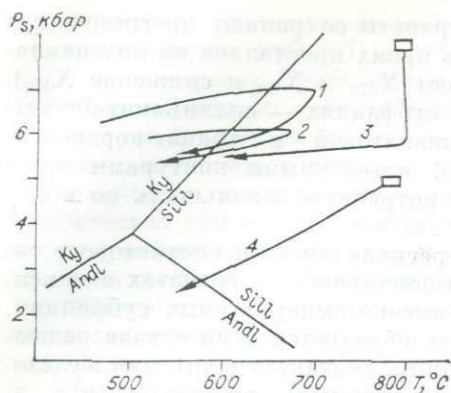


Рис. 2. Типичные варианты ретроградных метаморфических трендов.

1, 2 — субизобарические тренды: 1 — Центральный Французский массив [5], 2 — Массачусетс [12]; 3 — тренд с раздельным уменьшением давления и температуры, Южная Калабрия [10]; 4 — тренд с сопряженным изменением температуры и давления, Береговой хребт [13].

Вторая и третья тенденции характерны для тектонических режимов с быстрой синметаморфической инверсией, выражающейся в виде мощных взбросов и всплываний гранитных куполов. Но такие тренды сравнительно редки, поскольку в большинстве метаморфических комплексов воздымание происходит позднее — в орогенную стадию. Поэтому субизобарическое охлаждение — наиболее обычное проявление ретроградной стадии.

СТАДИЯ ОРОГЕННОГО МОЛАССОБРАЗОВАНИЯ

Мощное воздымание и эрозия метаморфических комплексов происходят, как правило, после полного завершения даже самых низкотемпературных ретроградных метаморфических процессов. Это доказывается присутствием в гальке базальных конгломератов орогенных моласс не только всех типов метаморфических пород, но и зеленосланцевых диафторитов зон глубинных разломов.

Изотопные датировки и палинологические исследования некоторых палеозойских орогенно-молассовых комплексов Большого Кавказа и Европы показали, что переход к орогенной стадии совершается очень быстро, иногда в течение лишь нескольких миллионов лет. Геохимические особенности кислых эффузивов и гипабиссальных гранитоидов молассового этапа свидетельствуют о том, что они выплавляются из гораздо более низких частей коры, чем синметаморфические гранитоиды. Все постметаморфические гранитоиды являются «сухими и горячими», имеют повышенную основность и щелочность и окружены узкими роговиками ореолами, наложенными на ранние метаморфиты. Перекристаллизация моласс — типичный метаморфизм погружения, без притока флюидов и заметного рассланцевания. Степень их изменения — не выше хлорит-серцитовой субфации; в вулканитах проявлена пропилитизация. Синмолассовые тектониты, в отличие от предшествующих сланцеватых зеленосланцевых диафторитов ретроградного этапа, представлены грубыми катаклазитами или тонкими милонитами, в которых механическое дробление резко преобладает над перекристаллизацией и кристаллобластезом.

Таким образом, хотя стадия орогенных моласс закономерно и очень быстро сменяет ретроградный этап метаморфического цикла, по термодинамическому и геохимическому режиму они имеют мало общего и знаменуют собой принципиально различные стадии становления земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кориковский С. П., Федоровский В. С. Ранний докембрий Патомского нагорья М.: Наука, 1980. — 300 с.
2. Кориковский С. П., Талицкий В. Г., Боронихин В. А., Иванов В. П. Парагенезис тальк-хлоритоид в метапелитах и его петрологическое значение (на примере Макбальского антиклинория Тянь-Шаня). — Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 6, с. 1454—1457.
3. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма/Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л. Я., Подлесский К. К. — М.: Наука, 1983. — 197 с.

4. **Chopin C., Schreyer W.** Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the models system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ — Amer. J. Sci., 1983, v. 283—A, p. 72—96.
5. **Delor C. P., Burg J. P., Leyreloup A. F.** Staurolite producing reactions and geothermobarometry of high pressure thermal aureole in the French Massif Central. — J. Metam. Geol., 1984, v. 2, N 3, p. 55—72.
6. **Hiroi Y.** Progressive metamorphism of the Unazuki pelitic schists in the Hida terrane, Central Japan. — Contrib. Mineral Petrol., 1983, v. 82, N4, p. 334—350.
7. **Hollister L. S.** Metamorphic evidence for rapid (2mm/yr) uplift of a portion of the Central Gneiss Complex, Coast Mountains. — Bull. Geol. Canad. Mineral., 1982, v. 20, p. 319—332.
8. **Massonne H.—J., Schreyer W.** Stability of the talc—phengite assemblage in the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. — In: 27-th Inter. Geol. Congr., Moscow, 1984, v. IV, sec. 09, p. 392—393.
9. **Reymer A. P. S., Matthewes A., Navon O.** Pressure-temperature conditions in the Wadi Kid metamorphic complex: implications for Pan-African event in SE Sinai. — Contrib. Mineral. Petrol., 1984, S. 85, N 4, p. 336—345.
10. **Schenk V.** Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasites, ultramafics and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. — J. Petrol., 1984, v. 25, pt. 1, p. 255—298.
11. **St-Onge M. R.** Geothermometry and geobarometry in pelitic rocks of north-central Wopmay Orogen (Early Proterozoic), North-west territories, Canada. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1984, v. 95, p. 196—208.
12. **Tracy R. J., Robinson P., Thompson A. B.** Garnet composition and zoning in the determination to temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. — Amer. Mineralogist, 1976, v. 61, p. 762—775
13. **Triboulet C.** Uni- and divariant equilibria between staurolite, chloritoid, garnet, Chlorite and bilitite in medium pressure meta — acidites from Lorient-Concarneau area (South Brittany, France) — Contrib. Mineral. Petrol., 1983, v. 82, N 2—3, p. 195—204.

В. А. ГЛЕБОВИЦКИЙ

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА И ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

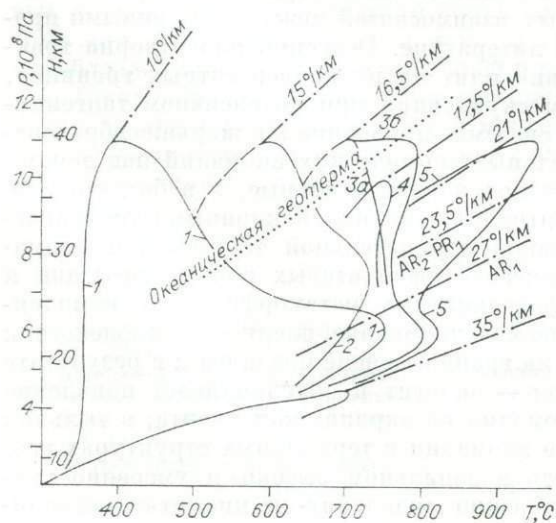
Термодинамические режимы глубинного петрогенезиса, как было показано ранее [2, 9, 8, 1, 3, 7], находятся в функциональной зависимости от режимов вертикальных тектонических движений. Следовательно, изучение эндогенных процессов в аспекте условий их проявления может быть одним из эффективных способов палеотектонических реконструкций. Это особенно касается раннего докембрия, для которого эндогенные процессы — основной источник информации.

Возможность использования гипотезы литосферных плит для объяснения эмпирически наблюдаемых взаимосвязей между эндогенными процессами широко обсуждается в литературе. Особенно плодотворна трактовка результатов взаимодействия плит на их конвергентных границах, выразившегося в тектоническом скупчивании при интенсивном тангенциальном сжатии всей складчатой системы, приводящем к шарьягеобразованию, и формированию отрицательных термических аномалий над зонами поддвижения океанических плит под континентальные, а в более общем случае — над нисходящими, вертикальными или наклонными тектоническими потоками. Отражение такой отрицательной термической аномалии — низкоградиентный метаморфизм офиолитовых поясов, ведущий к формированию эклогит-глаукофансланцевых метаморфических комплексов. Как показало геотермическое моделирование, энергия взаимодействия плит выделяется при трении их на границе в зоне подвига и в результате фазовых переходов типа базальт — эклогит и обуславливает появление положительной термической аномалии на окраине континента, в тыльной части островной дуги. Подобные аномалии в термальных структурах геологического прошлого отразились в зональном высоко- и умеренно градиентном метаморфизме соответственно андалузит- и кианит-спиллиманит-

тового типов в энсиалических зонах сдвоенных метаморфических поясов альпийского типа [9]. В средиземноморской разновидности последних (альпиды Западной Европы, Памира, Гималаев, каледониды Норвегии, Шотландии, Восточной Гренландии, Аппалачей и т. д.) широко развиты гигантские покровно-надвиговые структуры, явившиеся следствием тектонического сжатия и обусловившие дополнительный эффект охлаждения коры и переход от андалузит-силлиманитового к кванит-силлиманитовому типу метаморфизма. Особенно отчетлива зависимость геотермического режима метаморфизма от интенсивности шарьяжеобразования в Аппалачах [2], где прямо по простиранию пояса меняются типы зональности.

Среди фанерозойских термальных структур менее определено, чем метаморфические пояса альпийского типа, интерпретируются внутриконтинентальные структуры, объединяющие цепочки интенсивных положительных термических аномалий, которые находят отражение в проявлении крайне малоглубинного регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Судя по результатам исследования метаморфических поясов, подобных Пришилкинскому в Восточном Забайкалье [8], по геодинамическим и геотермическим признакам они близки к внутриконтинентальным рифтам.

Изучение эволюции эндогенных процессов показало [8, 4], что на ранних стадиях тектонических циклов в связи с формированием нисходящих литосферных потоков достигались наиболее низкоградиентные режимы метаморфизма, а при достаточной глубинности этих потоков, например в зонах субдукции, — и магмогенерации в мантии. От величины фонового теплового потока ($P = 10$ кбар) зависят максимальные температуры в основании коры. Обобщение всех имеющихся данных по термодинамическим условиям метаморфизма коровых образований показало (рис. 1), что начиная со среднего рифея минимум температуры в основании коры достигает $350\text{--}400^\circ\text{C}$, что способствовало формированию глаукофансланцевых и эклогит-глаукофансланцевых комплексов с породами, содержащими парагенезис жадеита с кварцем. От конца раннего протерозоя (1700—1800 млн. лет назад) до среднего рифея этот минимум составляет $500\text{--}600^\circ\text{C}$, что делает возможным преобразование погруженных на большую глубину, в основание земной коры, супракрустальных толщ в условиях фации цоизит-кванит-кварцевых сланцев (или эклогитовой) в так называемые эклогитсланцевые комплексы. В позднем архее — раннем протерозое (3000—1800 млн. лет назад) минимум температуры в низах коры $650\text{--}750^\circ\text{C}$, а это соответствует условиям формирования эклогитогнейсовых комплексов. В середине архея (около 3200 млн. лет назад), на глубинах, отвечающих подошве современной коры, температура не опускалась ниже 800°C , что является нижним пределом устойчивости гранулитов сутамского типа. Если принять, что



положительные и отрицательные термические аномалии в земной коре всегда на одну и ту же величину от-

Рис. 1. Линии, ограничивающие максимальное давление при меняющейся температуре образования разновозрастных комплексов.

Цифры на рисунке: 1 — метаморфические пояса альпийского типа фанерозоя, 2 — комплексы фундамента молодых складчатых поясов протерозойского возраста, 3 — метаморфические пояса раннепротерозойского возраста (а — с эклогитогнейсовыми, б — с высокобарическими гранулитовыми комплексами в симатических зонах), 4 — эклогитогнейсовые пояса позднего архея, 5 — дифференцированные гранулитогнейсовые ареалы середины архея, 6 — гранит-зеленокаменные области архея.

клоняются от геотермического фона, то последний должен соответствовать среднепланетарному тепловому потоку через земную кору, превышавшему в позднем архее — раннем протерозое в 1,5, а в раннем архее в 2,5 раза современный.

Следствие особого геотермического состояния литосферы в раннем докембрии — существенное отличие комплементарных парных структур этого времени от сдвоенных метаморфических поясов альпийского типа, особенно отчетливое в архейской литосфере. Одна из разновидностей глобальных структур этого времени — латерально протяженные гранулитогнейсовые ареалы. В их пределах выделяются древнейшие гранулитовые образования типа ассоциации Акилия в Западной Гренландии (более 3600 млн. лет), группы Макувил в Южной Африке (более 3700 млн. лет) и др. В ходе эволюции гранулитогнейсовых ареалов происходит латеральная дифференциация термодинамических режимов глубинного петрогенезиса, которая выражается прежде всего в формировании довольно узких и протяженных поясов гранулитового высокобарического метаморфизма. В Восточной Сибири это Зверевско-Сутамский пояс, протянувшийся вдоль южной окраины Алданского гранулитогнейсового ареала. PT -параметры в его пределах укладываются на одну геотерму $20^\circ/\text{км}$, что соответствует минимальной геотерме для середины архея. На нее же попадают точки, соответствующие условиям метаморфизма в пределах подобных поясов других континентов. В то же время наблюдается заметное отклонение геотермического режима глубинных процессов в этих структурах от геотермического фона предшествующих эпох, запечатленного в условиях формирования упомянутых выше древнейших гранулитов (рис. 2). Отсюда следует, что пояса высокобарического гранулитового метаморфизма знаменуют собой формирование в литосфере древнейших линейных отрицательных термических аномалий.

Зверевско-Сутамский пояс в Восточной Сибири сложен комплексами пород, заметно обогащенными преимущественно интрузивными базитами и гипербазитами, метаморфизованными в гранулитовой фации. Они являются выражением магматической базификации коры, приводящей к утяжелению ее нижних частей, что, в свою очередь, определяет режимы быстрых нисходящих движений и формирование по этой причине отрицательных термических аномалий.

Комплементарны по отношению к Зверевско-Сутамскому поясу неллинейные поднятия как результат инверсии плотностей в гравитационно гранитизированной коре очень хорошо исследованного Нижнетимптонского купола в западной части Алданского ареала. Подъем осуществляется от корового астенослоя, выраженного в интенсивном ультраметаморфизме и формировании автохтонных чарнокитогнейсов, имевшего весьма значительную латеральную протяженность и охватывавшего всю исследованную часть гранулитогнейсового ареала [4].

Возникавший под куполом дефицит масс компенсировался нагнетанием вещества из смежного Зверевско-Сутамского пояса и из зон линейной складчатости, окружавших поднятие и находившихся в тот период в состоянии ус-

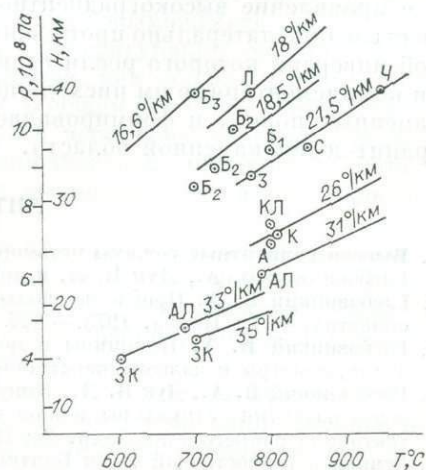


Рис. 2. Геотермические режимы регионально-метаморфизма некоторых раннедокембрийских комплексов.

Буквы на рисунке: А — ассоциация Акилия, К — курультинский комплекс, КЛ — кольская серия, Ал — архей западной части Алданского шита, ЗК — архейские зеленоаменные пояса, З — зверевский комплекс, С — сутамский комплекс, Ч — чогарский комплекс Восточной Сибири, Б₁ — доробольский комплекс, Б₂ — ребольский и Б₃ — свекофенский (раннепротерозойский) бедоморские комплексы, Л — гранулиты Лапландии.

тойчивого погружения. Подобный конвективный массообмен захватывает всю земную кору, а возможно, и значительную часть верхней мантии, судя по высокому термальному максимуму в зонах низкобарического гранулитового метаморфизма, который мог возникнуть только в случае подъема к основанию коры аномально нагретой мантии.

На Балтийском щите древнейший пояс высокобарических гранулитов сформировался в архее, в доробольское время, на месте Беломорско-Лапландского пояса. Но уже в позднем архее (в ребольский период) он переродился в типичный эклогитогнейсовый пояс, на ранних стадиях развития которого осуществлялся метаморфизм в условиях пиргарнитовой субфации альмандиновых амфиболитов, при $P = 10$ кбар, $T = 700^\circ$ [5]. Подобные комплексы устанавливаются в фундаментах других древних платформ, но особенно характерны для раннего докембрия складчатых областей фанерозоя, где своим появлением знаменуют древнейшие периоды их предыстории [7]. Комбинация PT -параметров эндогенных процессов в эклогитогнейсовых поясах позднеархейского возраста, а в большей мере — раннепротерозойского, показывает, что они представляли собой линейные отрицательные термические аномалии крайне высокой интенсивности для раннего докембрия (см. рис. 2).

Как было показано ранее [5], структурой, парной по отношению к позднеархейскому эклогитогнейсовому поясу на Балтийском щите, выступает Кольско-Норвежский пояс, фрагмент которого обнажается в пределах Кольского мегаблока. Для него характерно проявление зонального высокоградиентного метаморфизма (андалузит-силлиманитовый тип) с переходом от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Этот метаморфизм своими низкотемпературными зонами накладывается на Кейвско-Посросозерский зеленокаменный пояс, обладающий всеми типоморфными признаками позднеархейских структур подобного типа. Возможно, обширные положительные термические аномалии в это время существовали в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области, о чем свидетельствуют последние данные об условиях заключительного этапа ее метаморфизма.

В общем же, процессы метаморфизма в позднеархейских областях, а тем более в раннеархейских гранит-зеленокаменных, не обнаруживают связи с процессами в смежных линейных структурах погружения, как это наблюдалось в рассмотренных случаях. В период седиментации и вулканизма и во время более поздних эндогенных процессов они развивались в режиме растяжения и постоянного действия тепловых потоков повышенной плотности. Инверсия тектонических режимов, возникновение зон локального тангенциального сжатия и нисходящих тектонических потоков не приводят к формированию сколько-нибудь заметных отрицательных термических аномалий. Повышенный тепловой поток обуславливал повсеместное проявление высокоградиентного метаморфизма [1] (см. рис. 2) и существование латерально протяженного корового астенослоя, при плотностной инверсии которого росли гранитоидные диапировые купола, возникали комплементарные им нисходящие потоки вещества в собственно зеленокаменных поясах и формировалась купольная термальная структура гранит-зеленокаменной области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры/Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Дук В. Л. и др.— Л.: Наука, 1982.— 232 с.
2. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях.— Л.: Наука, 1973.— 127 с.
3. Глебовицкий В. А. Принципы и методы палеогеотермического анализа.— В кн.: Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М.: Наука, 1981, с. 6—11.
4. Глебовицкий В. А., Дук В. Л., Кишул В. И. и др. Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 38—45.
5. Земная кора восточной части Балтийского щита/Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В. и др.— Л.: Наука, 1978.— 320 с.

6. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах/Глебовицкий В. А., Зингер Т. Ф., Козаков И. К. и др.— Л.: Наука, 1985.
7. Московченко Н. И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя — Л.: Наука, 1982.— 160 с.
8. Цикличность и направленность процессов метаморфизма/Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И. и др.— Л.: Наука, 1978.— 285 с.
9. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир)/Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Кравцова Е. И. и др.— Л.: Наука, 1981.— 280 с.

А. А. ПРЕДОВСКИЙ

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

Решение многих задач геологии докембрия прямо связано с использованием формационного анализа, впервые примененного Л. Я. Харитоновым при изучении докембрия Балтийского щита. Полученные в последние годы результаты способствуют совершенствованию данного метода и повышению его эффективности.

Концепция формационного анализа является основополагающей для изучения состава, строения и истории земной коры, поскольку может обеспечить синтез материалов многих направлений геологических исследований [3, 5, 6].

Один из существенных вопросов изучения метаморфических комплексов докембрия — соотношение метаморфических и дометаморфических формационных единиц. По-видимому, «метаморфические формации» выделены не вполне корректно, что уже обсуждалось в геологической литературе [2]. То, что обычно понимается под «метаморфическими формациями», относится к категории явлений более сложных. Из многочисленных определений геологических формаций вытекает, что возникновение ее как геологического тела и процессы формирования слагающего ее материала близки во времени.

«Метаморфическая формация» в случае регионально-метаморфизованных толщ образована материалом, который существовал в данном объеме геологического пространства задолго до ее появления. Он не возникал и не транспортировался в процессе ее становления и не появился за счет существенного привноса или выноса вещества при изменении исходного субстрата. Становление «метаморфической формации» происходит бластически, в основном в твердом состоянии, без достаточно полного перехода в растворы, расплавы, флюиды. Исходное вещество сохраняет много реликтовых признаков состава и строения, и это дает возможность определить первичную природу метаморфитов. Объем и конфигурация «метаморфической формации» в геологическом пространстве, как области проявления определенных метаморфических процессов, в общем случае не соответствуют объему и морфологии сохраняющихся на месте масс исходного вещества. Собственно метаморфическая неоднородность и зональность «метаморфической формации» не соответствуют неоднородности и зональности исходного вещества.

В признаках «метаморфических формаций» содержится противопоставление другим типам сложных породных парагенезисов, которые обычно рассматриваются как формации экзогенные (кор выветривания, осадочные) или эндогенные (вулканические, плутонические, гидротермально-метасоматические, некоторые ультраметаморфические).

Таким образом, «метаморфическая формация» — объект противоречивый, с высокой степенью проявления реликтовых признаков состава и строения. Временной разрыв между сохраняющимися первичными и метаморфическими чертами нередко настолько значителен, что «метаморфиче-

ские формации» нужно считать явлением надформационным, требующим исследования более сложных типов связей.

Проблема «метаморфических формаций» затронута автором с целью подтвердить наметившуюся необходимость изучения дометаморфических формаций как независимого направления исследования метаморфических толщ. Отметим, что теоретически и практически полноценное изучение метаморфических комплексов докембрия, по-видимому, может осуществляться лишь при гармоничном сочетании трех направлений — дометаморфического, регионально-метаморфического и специального исследования наложенных гидротермально-метасоматических преобразований. Актуальны вопросы совершенствования процедуры и содержания формационного анализа применительно к дометаморфической сущности древнейших супракрустальных комплексов.

Определение формационной принадлежности супракрустальных толщ на начальных стадиях исследования не должно основываться на априорных геотектонических представлениях и должно быть не синтетическим, а аналитическим, что отвечает существу формационного подхода, разработанного Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, Н. М. Страховым, Л. Б. Рухиным, В. Е. Хаиным, А. Л. Яншиным, Н. Б. Вассоевичем, Б. М. Келлером, И. В. Хворовой, Т. И. Фроловой, Ю. А. Кузнецовым, А. Ф. Белоусовым, Н. Л. Добрецовым, А. М. Борсуком, Ч. Б. Борукаевым, Д. В. Рундквистом и др. Формационный анализ древнейших толщ целесообразно начинать с выявления полных спектров пород по первичной природе и их первичных парагенезисов, входящих в состав наименьших формационных единиц, обычно свит или подсвит. Таким образом, распознавание первичной природы метаморфитов есть существенный первый шаг исследования.

Показатели формационной принадлежности толщ должны разрабатываться на основе детальных количественных характеристик состава и строения пород, входящих в сложные парагенезисы. Подобные оценки необходимы в связи с признанием непрерывно-прерывистого характера элементарных формаций как частей некоей общей совокупности, а также обусловленностью и воспроизводимостью границ формаций и их вертикальных и горизонтальных рядов. Прав В. Н. Шванов, отмечавший, что метод изучения парагенезисов осадочных образований, даже применительно к фанерозою, слишком загрублен и что такие термины, как «песчаная», «глинистая», «терригенная» (ассоциация), малоинформативны, поскольку, например, вулканогенные граувакки и кварцевые песчаники — геологически резко различные объекты [7]. Аналогичные данные можно привести для вулканитов. Апробированные к настоящему времени методы распознавания и количественного описания первичной природы метаморфитов позволяют реализовать рассматриваемый принцип на основе развернутой классификации горных пород.

Уместна рабочая формулировка определения формации, регламентирующая подход к выделению дометаморфических формаций. Элементарная формация — это сложное непрерывное или прерывистое геологическое тело, образованное в земной коре достаточно четким парагенезисом горных пород, связанных местом и временем возникновения и не априорно заданными, но объективно существовавшими общим режимом и обстановками породообразования и находящимися в закономерных пространственных и количественных соотношениях, характеризующих черты строения формации.

Формации могут результативно анализироваться только при учете их связей — как продуктов — с определенными породообразующими системами и сочетаниями этих систем, что диктуется, во-первых, целесообразностью привлечения к формационному анализу концептуального аппарата системного исследования. Во-вторых, реконструирование систем породообразования прямо необходимо для интерпретации условий накопления и эволюции конкретных формаций и их ассоциаций. Многими интерпретаторами позиций Н. С. Шатского и его сторонников им приписывается аге-

нетический подход, что неверно по существу. Н. С. Шатский и его крупнейшие последователи лишь возражали против априорного генетического толкования и использования его для выделения формаций. Характеристика систем пороодообразования при формационном анализе считается нами задачей интерпретации количественных характеристик породных парагенезисов.

Следует признать существование формаций простых, или монокенных, например собственно осадочных или только вулканических, и сложных, или полигенных, в качестве которых можно назвать вулканогенно-осадочные, вулканоплутонические формации (в более узком смысле, чем вулканоплутонические ассоциации).

Распространены представления о формационном анализе как об одном из путей исследования длительно проявлявшихся палеотектонических (эндогенных) режимов и отвечающих им укрупненных парагенезисов формаций [1]. Это отражено и в новейших работах [4], а кроме того, не противоречит основополагающим установкам создателей концепции формационного анализа. Не оспаривая целесообразности данного подхода, отметим, что развитие формационного анализа как концепции, в основе начальной задачи которой лежит аналитический подход, требует детального изучения единичных формаций и, что является новым, соответствующих им частных режимов и обстановок (как элементов укрупненных режимов) на базе количественных оценок тех особенностей состава и строения частных формаций, которые являются отражением условий их образования. На синтетическом этапе исследования количественный материал по частным режимам позволит более достоверно определить особенности укрупненных режимов. Минимальной характеристикой частных палеотектонических режимов может быть, с одной стороны, оценка активности — стабильности обстановок, а с другой — соотношение тенденций воздымания и погружения, что может быть дополнено сведениями по неоднородности или контрастности проявления движений.

Все изложенное обусловлено сущностью аргументируемых предложений — переносом центра тяжести аналитического этапа формационного исследования на детализацию и количественную характеристику частных формаций и частных режимов их накопления. Это требует перехода к дробной систематике пород (классам, группам, сериальным типам). Для расчета количественных показателей и реконструкции условий пороодообразования необходимы данные по распределению не только пороодообразующих, но и малых и редких элементов, среди которых должны быть названы хром, никель, ванадий, титан, марганец, фосфор, барий, стронций, цирконий и другие редкие литофилы, золото, редкие халькофилы, бор, редкие щелочи.

К числу общих количественных показателей метаосадочных компонентов формаций прежде всего относятся такие, как общая или взвешенная средняя основность (фемичность), интервал основности пород, основность, сериальная принадлежность и соотношение алюмосиликатных метакластоцитов, метапелитов и карбонатных пород, общая первичная карбонатность, глинистость, углеродистость толщ. К специальным расчетным характеристикам можно отнести зрелость или степень выветривания исходного материала, степень осадочной дифференциации, влияние синхронного вулканизма, соотношение метаосадков и метавулканитов, показатели палеоклиматических обстановок областей сноса и накопления, фациальных бассейновых обстановок накопления и диагенеза.

Среди общих показателей магматических компонентов формаций выделяются общая и взвешенная средняя основность и интервал основности магматитов, основность, сериальная принадлежность и соотношение компонентов, образующих локализуемые совокупности. В качестве специальных характеристик магматитов уже сейчас могут быть использованы оценка относительной щелочности (как приближенная мера стабилизации тектонического режима), возможная глубинность очагов (как показатель контрастности блоковых движений), ширина спектра и интервал

магматитов по основности для оценки активности магнообразования, его глубинности и мощности общего фронта, объем и характер поздних кислых метавулканитов — показателей орогенного режима, общая направленность изменения состава во времени и пространстве.

Источником количественных оценок служат и показатели особенностей строения формаций, характеризующие их внешние особенности (геометрическую форму, очертания в плане, равномерность, прерывистость, объем, мощность и ее распределение) и внутреннее строение (однородность или блочность, распространение и соотношение главных компонентов, ритмичность и слоистость).

Показатели состава и строения формаций разрабатываются для рабочей систематики формаций определенного региона, для выделения их представительных типов формаций, связей с типами породообразующих систем и режимов породообразования.

Частные формации должны иметь стандартные названия, отражающие главные черты состава, строения и привязки к геологическим условиям и структурам.

Итак, введение меры и числа в формационный анализ необходимо для системного подхода, количественной классификации значимых показателей и конструктивного хода обобщения от частного к достоверным представлениям об общих режимах породообразования. Приближенно-количественная характеристика формаций и их ассоциаций обеспечит эффективность сравнительного анализа докембрийских и фанерозойских супракрустных формаций, который в настоящее время иногда проводится путем общих аналогий по отдельно взятым признакам, например по составу и набору пород, без комплексного количественного сопоставления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы и общие закономерности развития материков. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 79—108.
2. Геологические формации (терминологический справочник). Т. 2. — М.: Недра, 1982. — 397 с.
3. Херасков Н. П. Тектоника и формации. — М.: изд. ГИН АН СССР, 1965. — 44 с.
4. Цейлер В. М. Роль ассоциаций осадочных формаций при палеотектонических реконструкциях. — Геотектоника, 1978, № 5, с. 34—38.
5. Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—40.
6. Шатский Н. С. О геологических формациях. — В кн.: Избранные труды. Т. III. М.: Наука, 1965, с. 7—12.
7. Шванов В. Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ. — Л.: изд. ЛГУ, 1983. — 216 с.

Г. А. КЕЙЛЬМАН, К. К. ЗОЛОЕВ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Геологические формации различного генетического типа, представляя вещественное воплощение сменяющихся во времени геотектонических ситуаций, могут служить и служат объективной основой геолого-исторического анализа. В этом отношении особенно интересны метаморфические формации, отражающие геологическую обстановку возникновения горных пород и их последующих, порой неоднократных, петрогенетических преобразований.

Хотя выделение и анализ метаморфических формаций сопряжены с определенными трудностями, что широко обсуждалось в литературе [2, 3, 9, 12—14], эта задача вполне разрешима. То обстоятельство, что основу метаморфических формаций составляет не новое, а лишь преобразованное

вещество, не должно препятствовать их принципиальному выделению. Ведь вещество при всех геологических процессах вообще не генерируется, а лишь преобразуется (плавление — кристаллизация, разрушение — седиментация), способствуя возникновению новых горных пород. Очевидно, что даже в случае изохимического метаморфизма, мы имеем дело с преобразованием вещества, в результате которого возникают новые горные породы с отличными от исходных свойствами. Закономерные ассоциации этих пород и представляют метаморфические формации. Как уже было показано [2, 9], каждому типу метаморфизма соответствует группа метаморфических формаций, в целом отражающая уровень и форму температурного поля, характер теплопередачи, роль и величину статического и динамического давления [6].

Существенно, что количество метаморфических формаций, которое могло бы соответствовать числу сочетаний всевозможных первичных ассоциаций пород и типов метаморфизма, в действительности во много раз меньше. Так, в некоторые из семи групп формаций, выделяемых по числу типов метаморфизма [7], входят всего лишь 2—4 конкретные формации. Например, в группу формаций прогеосинклинального метаморфизма входят лишь метаморфические и ультраметаморфические производные основных и кислых вулканитов; в группу глаукофансланцевых формаций — metabазальтоидные, метатерригенные и эклогит-глаукофансланцевые.

Геодинамический режим проявления метаморфизма того или иного типа определяется по совокупности геологических и петролого-геохимических характеристик соответствующих групп формаций.

Группа формаций, связанная со специфическими метаморфическими процессами раннего архея, широко развитая в пределах кристаллических щитов и доколей древних платформ, характеризуется исключительной стабильностью уровня метаморфизма на огромных территориях, однородными высокотемпературными условиями минералообразования в большом интервале глубин, восстановленным составом флюида [48] и т. д. В сочетании с геотектоническими данными о нелинейном характере господствующих структур упомянутые особенности свидетельствуют, скорее всего, о том, что энергия, обеспечивающая метаморфические процессы в этом геохроне, не поступала из недр планеты, а генерировалась непосредственно во внешних оболочках Земли [10, 17]. Из предлагаемых экзоэнергетических моделей (действие «парникового эффекта», «метеоритной бомбардировки» и др.) наиболее вероятным представляется предположение о тепловом воздействии приливного трения, весьма интенсивного на ранних стадиях развития системы Земля — Луна, выказанное рядом исследователей [15, 16]. При этом естественное объяснение находят не только латеральная однородность метаморфизма и субвертикальное положение геотермы эогея в пределах всей коры [11], но и синхронность наиболее ранних петрогенетических процессов на Земле и Луне.

Начиная с позднего архея, энергетический режим Земли, так же как и характер тектонических структур, кардинально изменился, знаменуя общую смену геодинамического режима. Уровень фонового метаморфизма с этих пор в основном не превышал зеленосланцевой фации.

По геодинамическим условиям среди метаморфических преобразований в новом геохроне могут быть выделены три группы явлений: начальный метаморфизм, реализующийся вне зон существенной деструкции, зеленокаменный — в зонах рифтогенного растяжения и, наконец, многообразный дислокационный, протекающий в зонах тектонического сжатия.

Формации начального метаморфизма отражают геодинамический режим предгорных прогибов, в которых относительно глубокое погружение и интенсивное осадконакопление в определенных условиях могут сопровождаться некоторым повышением диффузионного теплопотока. Аналогичная картина, по-видимому, имеет место на ранних стадиях развития внутриконтинентальных и окраинных морей.

Формации зеленокаменного метаморфизма, среди которых наиболее широко распространены вулканогенно-зеленокаменные, габбро-уралито-

вые и серпентинитовые, развиваются главным образом в зрелых океанических рифтогеналях, там, где в наибольшей мере проявляется прямое воздействие на кору дериватов мантии. Характер зональности минеральных преобразований свидетельствует о том, что температурное поле определяется здесь прежде всего влиянием однородного повышенного теплового потока, связанного, вероятно, с фронтальным подъемом подкоровых масс. Он осложнен неоднородным низкоградиентным тепловым потоком, обусловленным вулканогенными гидротермами, и локальным высокоградиентным тепловым потоком, вызванным отдельными магматическими очагами. Поскольку преобразование пород происходит в общем в режиме растяжения, дифференциальные скальвающие деформации здесь обычно не проявляются и в породах, как правило, сохраняются реликты первичных структур.

В геодинамическом режиме сжатия при низких температурах возникают две группы формаций дислокационного метаморфизма — зелено- и глаукофансланцевые.

Горные породы зеленосланцевых формаций в фациальном отношении в общем идентичны зеленокаменным формациям, но отличаются от них четко выраженной сланцеватостью. И если зеленокаменное перерождение характеризуется определенной вертикальной зональностью и свойственно преимущественно магматитам, то зеленосланцевый метаморфизм не зависит от глубины, возраста и генезиса горных пород. Будучи приуроченным к мегаструктурам, испытавшим восходящие тектонические движения, зеленосланцевый метаморфизм, очевидно, связан с синскладчатыми и синорогенными стадиями развития подвижных поясов.

Глаукофансланцевые формации всегда приурочены к границам континентальной и океанической коры во внешних зонах активных континентальных окраин. Наличие в глаукофансодержащих породах реликтов первичных структур указывает на относительно малую роль дифференциальных движений при их формировании. Это обстоятельство, а также обычное преобладание глаукофановых сланцев в линеаментах континентального блока, узкая пространственная локализованность и некоторые другие особенности [1, 8] не позволяют согласиться с широко обсуждавшейся моделью образования этих формаций в ходе глубокого погружения океанической плиты под континентальную. Тем не менее, приуроченность их к такого рода сочленениям остается непреложным фактом. По-видимому, ведущая роль при возникновении таких специфических формаций принадлежит все же динамическому давлению, сопровождающему коллизии литосферных плит.

Весьма своеобразен геодинамический режим становления и эволюции плутонометаморфических формаций, главной особенностью которого является перемещение на верхние структурные уровни ремобилизованных масс кристаллического фундамента, сопровождающееся формированием вокруг них зональных ореолов. Формации сиалического плутонометаморфизма, принимающие участие в строении гнейсовых ядер [5], немногочисленны: наиболее распространены среди них плагиогнейсовые, амфиболитовые и мигматит-гранитовые. В сланцевом же обрамлении набор формаций весьма обширен, что обусловлено разнообразием геосинклиналиных комплексов, составляющих их субстрат. Во многих отношениях аналогична картина образования формаций симатического плутонометаморфизма, связанных со становлением на коровом уровне офиолитовых комплексов [4, 19]. Метаморфические формации перемещающихся активных блоков отличаются сложностью взаимоотношений. Так, с одной стороны, массивы гипербазитов и габброидов оказывают метаморфизирующее воздействие на породы континента, с другой — габброиды на поздних этапах развития воздействуют на гипербазиты.

Для исторического анализа наиболее благоприятны полиметаморфические формации. Неоднократная смена минеральных и породных парагенезисов, вызываемая последовательными вариациями термобарического по-

ля, в конечном итоге определяется изменениями геодинамического режима, что позволяет ретроспективно представить его эволюцию.

Устанавливается закономерное развитие формаций сиалического плутонометаморфизма за счет раннекембрийских формаций геотермально-статического метаморфизма, знаменующее смену прогеосинклинального режима орогенным. Зеленокаменные формации, возникающие в геодинамическом режиме зрелых рифтогеналей, преобразуются в зеленые сланцы, связанные с формированием зон складчатости и тектонического смятия. Режим глубинного петрогенезиса энзиматических зон сменяется режимом формирования глубинных надвигов и симатическим плутонометаморфизмом. В узких линейментах активных континентальных окраин за счет океанических зеленокаменных и континентальных терригенно-осадочных формаций, претерпевших начальный метаморфизм, возникают эклогит-глаукофансланцевые ассоциации, отражающие геодинамический режим коллизии литосферных плит.

Ограниченное сочетание первичных формаций с накладывающимися типами метаморфизма, закономерная смена метаморфических формаций во времени — все это указывает на общий, глобальный характер воссоздаваемой таким путем эволюции геодинамического режима.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. — Новосибирск: Наука, 1974. — 429 с.
2. Добрецов Н. Л. Принципы выделения и классификации метаморфических формаций и задачи формационных исследований. — В кн.: Метаморфические формации (принципы выделения и классификации). Новосибирск: Наука, 1981, с. 6—19.
3. Дюфур М. С. О метаморфических фациях, формациях и генерациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 32—39.
4. Ефимов А. А. Горячая тектоника в гипербазитах и габброидах Урала. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 24—43.
5. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. — М.: Недра, 1974. — 200 с.
6. Кейльман Г. А. Геология метаморфических фаций. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1980, с. 29—40.
7. Кейльман Г. А. Классификационная система метаморфизма. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Вып. 10. Свердловск: изд. СГИ, 1983, с. 3—18.
8. Кейльман Г. А., Бутин В. В. Геологические условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов Урала. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Вып. 4. Свердловск: изд. СГИ, 1975, с. 5—14.
9. Кейльман Г. А., Минкин Л. М. К проблеме метаморфических формаций. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Вып. 6. Свердловск: изд. СГИ, 1977, с. 5—9.
10. Кейльман Г. А., Паяк С. Г. Происхождение и эволюция «древнего гранитного» слоя. — В кн.: Докембрий. Доклады советских геологов XXVI сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1980, с. 24—28.
11. Кейльман Г. А., Паяк С. Г. Эволюция метаморфической зональности. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Вып. 9. Свердловск: изд. СГИ, 1982, с. 5—12.
12. Кушев В. Г. Принципы выделения и терминология при формационном анализе метаморфических и метасоматических пород. — В кн.: Метаморфические формации (принципы выделения и классификации). Новосибирск: Наука, 1981, с. 55—62.
13. Наливкина Э. Б. Метаморфизм в докембрии и принципы выделения формаций метаморфических пород. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Вып. 6. Свердловск: изд. СГИ, 1977, с. 10—14.
14. Половинкина Ю. И. Существуют ли метаморфические формации? — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфическое рудообразование. Л.: Наука, 1970, с. 17—22.
15. Рускол Е. Л. Приливная эволюция системы Земля — Луна. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 2, с. 216—222.
16. Смит Д. В. Развитие системы Земля — Луна и выводы применительно к геологии ранней Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Наука, 1980, с. 95—108.
17. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. — М.: Наука, 1974. — 183 с.
18. Collerson K. D., Fyver B. The Role of Fluids in the Formations and Subsequent Development of Early Continental Crust. — Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 67, N 2.
19. Jamteson R. A. Metamorphism during Ophiolite Emplacement — the Petrology of the St. Anthony Complex. — J. Petrol., 1981, v. 22, p. 397—449.

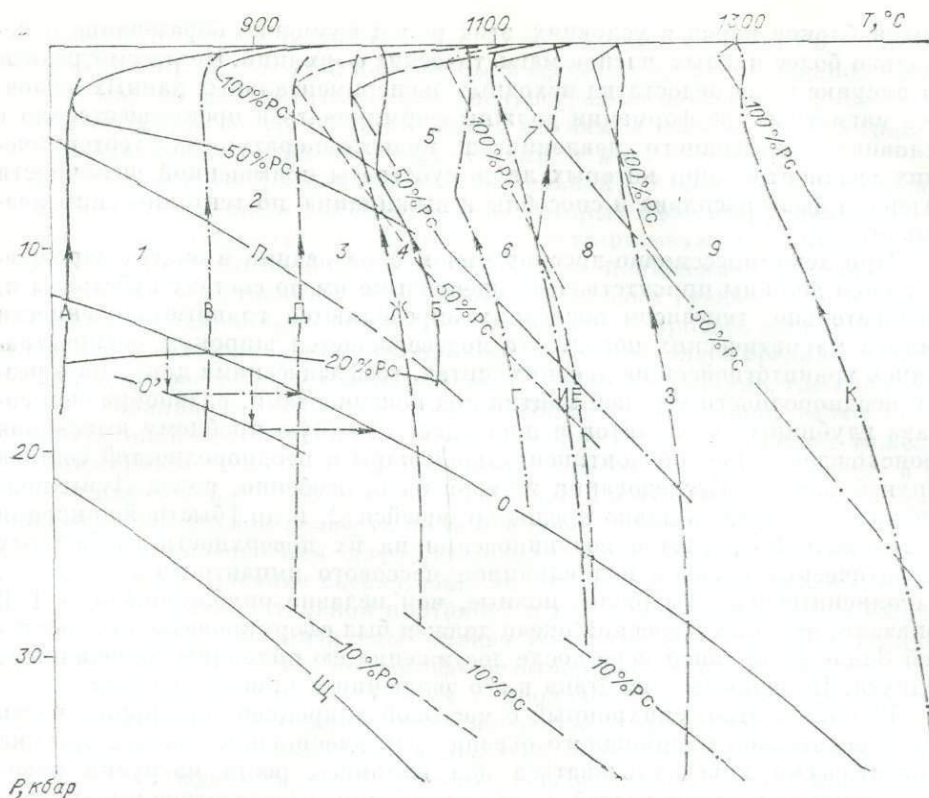
ГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В СВЕТЕ ДЕКОМПРЕССИОННО-ДИССИПАТИВНОЙ МОДЕЛИ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Количественная разработка предложенных В. С. Соболевым с соавторами [3; и др.] моделей фазовой эволюции магм при подъеме показала, что реальные неперегретые в приповерхностной обстановке магмы в глубинных условиях под влиянием высокого давления находились преимущественно в твердофазном состоянии. Подниматься начинали наиболее затронутые частичным плавлением породы, которые переплавлялись под влиянием декомпрессии и тепла трения вязкого течения при выжимании их в зоны тектонических разрывов. Первичные магмы, таким образом, должны иметь декомпрессионно-диссипативное происхождение. Подобный механизм магмообразования подтверждается преимущественной автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах даже при высоких (20—30%) степенях частичного плавления, явлениями гомогенизации гранит-мигматитов при широко распространенных процессах всплытия их в период ультраметаморфизма, сейсмологических данными об отсутствии значительных скоплений расплава даже в корнях действующих вулканов, сухостью природных магм и многими другими данными [4, и др.].

При декомпрессионно-диссипативном генезисе магм магматические формации не могут быть продуктом последовательного выплавления или глубинного фракционирования вследствие огромной ($\sim 10^{15} - 10^{20}$ П) вязкости преимущественно твердофазных мигм, препятствующей процессам гравитационного отделения твердых фаз. Вероятный механизм их формирования иллюстрирует *PT*-диаграмма (см. рисунок) генерации и эволюции наиболее распространенных кислых (поле между линиями А и Б), гранодиорит-дацитовых (В — Г), средних (Д — Е), основных (Ж — З) и ультраосновных (И — К) магм с содержанием H_2O от 3 мас. % в наиболее низкотемпературных до 0,5 мас. % в высокотемпературных разностях, построенная по методике, аналогичной ранее опубликованной [4, и др.]. На диаграмме поля генерации разных по составу магм сильно перекрываются. Это обуславливает возможность их формирования при подъеме из одного и того же очага разных по составу субстратов. Одновременно или одновременно образовавшиеся таким путем магмы будут относительно близки по температуре, но более основные должны содержать больше твердых фаз. Повышенные содержания вкрапленников часто отмечаются в более основных членах магматических формаций [1]. Одновременным формированием в одном и том же очаге исходных магм могут объясняться широко распространенные постепенные переходы между интрузивными породами разного состава.

Опустившиеся на место поднявшихся мигм блоки вышележащих, обычно более кислых, пород могут подплавляться под влиянием более высокотемпературного окружения и при последующем выжимании также формировать магмы, в основном более низкотемпературные и кислые по составу. Время подплавления может быть незначительным при небольшой ширине спустившихся блоков и значительным — при большой. Как следует из разницы давлений в точке пересечения линий эволюции В и Д с геотермическим градиентом О (см. рисунок), для образования дацитовых лав вслед за андезитовыми гранодиоритовый блок должен опуститься примерно на 6 км ($\Delta P \approx 2$ кбар). К подобным опусканиям, видимо, относятся некоторые ранние грабены на древних щитах с явлениями реоморфизма вещающих гранит-мигматитов и внедрения их в породы грабенов, метаморфизма и анатексиса последних под влиянием фундамента.

В условиях поля 1 (см. рисунок), ввиду его низкотемпературности, возможно формирование лишь гранитных магм. Они должны зарождаться



P-T-условия (1—9) образования различных магматических формаций.

Тонкие линии — изоконцентраты расплава в магмах разного состава, палеоградиент Алданского щита (II), океанический (O) и щитовой (III) геотермический градиенты, эволюция *P* и *T* в опускающемся блоке пород (со стрелками). Остальные пояснения см. в тексте.

обычно на глубине 20—40 км в пределах гранитогнейсового фундамента континентов, в котором содержатся огромные массы кислых субстратов. Это обуславливает очень крупные объемы образующихся батолитов. Декомпрессионная кристаллизация поднимающихся магм при давлении около 2—3 кбар объясняет абиссальный характер этих батолитов и отсутствие в связи с ними вулканитов. Вследствие часто относительно небольшого подъема магм в ядрах куполов, батолиты иногда не теряют связи с исходными породами; их магмы очень вязкие из-за небольшого еще декомпрессионно-диссипативного переплавления исходных твердых фаз. Это обуславливает соответственно часто субавтохтонный характер батолитов и нетипичные для них явления дифференциации (вертикальной расчлененности, лампрофиров, постмагматического оруденения). Они полностью соответствуют выделяемой Ю. А. Кузнецовым формации гранитных батолитов.

В условиях поля 2 совместно с гранитными магмами в том же очаге могут формироваться гранодиоритовые и промежуточные магмы и гранит-тоналит-гранодиоритовая, гранит-тоналитовая и тоналит-гранодиоритовая формации. В поле 3 возможно образование также средних магм и разнообразных интрузивных формаций от кислого до среднего состава. Кислые и дацитовые магмы способны изливаться на поверхность и формировать вулканиты, а в мало- и среднеглубинных условиях — подвергаться интенсивным процессам дифференциации с образованием ультракислых гранитов, лампрофиров и постмагматического оруденения. В условиях других полей должны формироваться различные формации от кислого до основного состава (4), от гранодиорит-дацитового до основного (5), от среднего до основного (6) и ультраосновного (7), от основного до ультраосновного (8) и ультраосновного (9) (см. рисунок). В результате подплавления опускающ-

шихся блоков пород в условиях этих полей возможно образование и несколько более кислых членов магматических формаций. Не рассмотренные на рисунке из-за недостатка исходных экспериментальных данных щелочные магматические формации должны формироваться преимущественно в условиях повышенного давления и низкотемпературных геотермических градиентов, при которых лишь субстраты повышенной щелочности содержат фазу расплава и способны к выжиманию по тектоническим разрывам.

При декомпрессионно-диссипативном образовании в очагах зарождения магм должны присутствовать идентичные им по составу субстраты и, следовательно, генезис последних определяют главные особенности состава магматических пород. Это подтверждается широким распространением гранитогнейсов на древних щитах, геофизическими данными о резкой неоднородности верхней мантии под континентами, разнообразием состава глубинных ксенолитов и порождает сложную проблему выяснения происхождения кислой континентальной коры и неоднородностей состава верхней мантии. Исследования метеоритов и, особенно, пород Луны подтвердили реальность давно предполагавшейся [2, и др.] быстрой аккреции планет земной группы и возникновения на их поверхности глобальных магматических океанов под влиянием массового импактного плавления. Выполненные расчеты (более полные, чем недавно опубликованные [5]) показали, что магматический океан должен был сформироваться на растущей Земле по крайней мере после достижения ею половины современного радиуса. Выделяются два этапа в его эволюции и кристаллизации.

В ранний этап, синхронный с массовой аккрецией, придонная часть еще относительно маломощного океана ультраосновной магмы должна адиабатически кристаллизоваться под влиянием роста нагрузки новообразованных верхних частей. Слабо проявленное (вследствие импактного перемешивания) фракционирование должно приводить к формированию дунитовых и перидотитовых кумулатов. Остаточные расплавы из-за незначительных масштабов предшествующего фракционирования и добавления аккрецией новых порций ультраосновного вещества были резко обеднены литофильными компонентами. Их захоронение в кумулатах (преимущественно путем быстрого адиабатического затвердевания при заполнении образующихся импактных углублений на дне океана) приводило к формированию пород примитивного базит-гипербазитового состава. В этот этап образовалась относительно однородная примитивная базит-гипербазитовая мантия огромной мощности (~3 тыс. км), поднимаемая конвективными потоками в современных срединных океанических хребтах и во многих рифтах и обусловившая генерацию по декомпрессионно-диссипативному механизму примитивных океанических магм. Большая мощность и отсутствие расслоенности явились причинами возникновения в ней тепловых конвективных потоков, тектонической активности Земли и нехарактерной эволюции состава магматизма во времени в срединных океанических хребтах.

В поздний, постаккреционный, этап магматический океан имел глубину в среднем около 300 км, температуру — до 2400°C, был сильно обогащен при предшествующем фракционировании литофильными компонентами и приближался по составу к пиролиту. При адиабатической кристаллизации и фракционировании опускавшихся охлажденных его верхних частей сформировалась толща слабо расслоенных очень неоднородных кумулатов — от ранних дунитовых до поздних пироксенитовых и анортозитовых. Быстро адиабатически затвердевавшие магмы в иногда возникающих на дне океана импактных углублениях (в этот этап падали наиболее крупные планетезимали) образовали крупные тела — от пикритового состава (в нижней части толщи) до андезитового (в верхней). Медленное фракционирование обособлений межзерновых расплавов кумулатов и новообразованных в результате распада короткоживущих изотопов привело к формированию пород от кимберлитового, карбонатитового и щелочно-ультра-

основного состава (в нижней части) до щелочно-основного и сиенитового (в верхней). В этот этап должна была сформироваться неоднородная верхняя мантия континентов; мало распространенные легкоплавкие ее части соответствуют по составу мантийным магмам, а широко распространенные тугоплавкие — глубинным включениям в них.

Остаточные расплавы заключительной стадии фракционирования океана, дальнейшая дифференциация которых была затруднена резко возросшей их вязкостью, образовали гранодиоритовую и гранитную протокору мощностью около 20 км. В участках пониженной глубины океана, вследствие неустойчивости и отсутствия отсадки граната уже на средних стадиях фракционирования (редуцировавших процесс дальнейшего окисления и ощелачивания расплавов), сформировалась средняя и даже основная по составу протокора. Редкость гранатов на Луне, где существование глобального магматического океана почти признано, также связана с неустойчивостью граната, обусловленной небольшой силой тяжести и пониженным давлением в недрах этой планеты. С существованием в течение примерно 500—600 млн. лет глобального магматического океана связана исключительная редкость на Земле пород древнее 4 млрд. лет.

После завершения дифференциации магматического океана происходили затвердевание сверху вниз захороненных расплавов в сформировавшейся континентальной протокоре и верхней мантии, рост и охлажденные литосферы. На начальных этапах роста средняя плотность ее иногда становилась выше, чем полностью незатвердевших подстилающих частей протокоры. Это приводило к их периодическому всплыванию и декомпрессионно-диссипативному переплавлению с формированием огромных объемов кислых вулканитов, явившихся, вероятно, исходными породами для нестратифицированного гранитогнейсового фундамента континентов. Реликтовым высокотемпературным геотермическим градиентом обусловлены массовый гранитный магматизм докембрия и формирование из плагиоклазовых кумулатов океана аномально высокотемпературных магм автономных анортозитов. Тонкость литосферы и отсутствие жестких упоров стали причиной нехарактерности для архея глубинных щелочных магматических формаций и линейных складчатых зон. По мере увеличения мощности литосферы тектонические разрывы достигали все более глубинных участков мантии с формированием из ее наиболее легкоплавких пород различных магм повышенной щелочности. В зонах утонения и разрыва континентальной коры и верхней мантии при подъеме глубинного синаккреционного вещества образовались магмы океанического типа. По мере прогревания этим веществом более кислых по составу верхних частей континентальной мантии и коры в возникших геосинклиналих основные магматические формации сменялись более кислыми. При консолидации осадочного слоя и понижении геотермического градиента проявлялась противоположная тенденция.

Рассматриваемая модель образования магматических формаций в результате декомпрессионно-диссипативного плавления дифференциатов магматического океана объясняет чаще всего повышенное первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} в щелочных и кислых членах магматических формаций, указывающее на геохимическую гетерогенность исходных субстратов, существование глобальной геохимической комплементарности магматических пород (например, европиевого минимума в кислых магматитах и максимума в автономных анортозитах), обусловленное формированием исходных субстратов магм в процессе глобального магматического фракционирования, иногда очень быстрое формирование процессами глубинного магматического фракционирования или обособления выплавов, эволюцию состава лав во многих современных вулканах при отсутствии в их корнях, по геофизическим данным, крупных скоплений расплава и другие явления. Рассмотренный механизм формирования магматических формаций мог усложняться процессами фракционирования магм в средне- и малоглубинных промежуточных очагах и в магматической камере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. — Новосибирск: Наука, 1976. — 332 с.
2. Сафронов В. С., Козловская С. В. Нагревание Земли ударами формировавших ее тел. — Физика Земли, 1977, № 1, с. 3—17.
3. Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — Геол. и геофиз., 1970, № 4, с. 24—35.
4. Шкодинский В. С. Эволюция фазового состава и генезис гранитной магмы. — Геохимия, 1981, № 1, с. 45—62.
5. Hofmeister A. M. Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution. — J. Geophys. Res., 1983, v. 88, N 6, p. 4963—4983.

Д. С. ШТЕЙНБЕРГ

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СВЯЗЕЙ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА

В ходе развития геологии наметились глобальные закономерности связей тектоники и магматизма в масштабе Земли. Наиболее благоприятным объектом исследования в этом отношении является Урал: из-за сложности и длительности его развития (рифей—фанерозой) в нем и его ближайшем геологическом окружении можно найти все главные типы геодинамических режимов и связанных с ними типов магматизма, изучить их взаимоотношения во времени и пространстве.

Несмотря на сложность проблемы, наиболее общие закономерности можно считать проверенными и доказанными [13].

В соответствии со сложившимися представлениями мы выделяем следующие главные типы магматизма континентов:

1. Эвгеосинклинальный, сопоставимый с островодужным. Закладывается на симатическом основании (океанической коре).

2. Орогенный. Результат активизации любого консолидированного основания — эвгеосинклинального, прошедшего законченный цикл, платформенного, гранитно-складчатого. Представлен всегда непрерывными базит-ацидитовыми вулканоплутоническими сериями повышенной лейкократовости (глиноземистости) с пониженным отношением железистости и щелочности и ранним выделением магнетита. Серии являются производными водосодержащих магм.

3. Соскладчатый гранитно-метаморфический. Тесно связан с альпийской складчатостью и региональным синтетектоническим динамотермальным метаморфизмом. Представлен только глубинными безмагнетитовыми гранитами — производными богатых водой анатектических магм корового происхождения, лишенными вулканических аналогов-спутников. Развивается на спалическом фундаменте.

4. Платформенный. Формируется на жестком консолидированном основании любого типа; отличается огромными объемами и площадями распространения в пределах континентов, подобно океаническим базальтам.

Важнейшие закономерности характеризуют вариации магматизма по горизонтали (синхронные) и вертикали (временные). Среди первых наибольшее значение имеют существование и длительное одновременное развитие внутри подвижных поясов или в глобальном масштабе зон и областей с различным геодинамическим режимом и, соответственно, типом магматизма. Так, платформенный режим и соответствующий магматизм на Русской и Сибирской платформах существовали и развивались в рифее и палеозое параллельно с геосинклинальным, орогенным, соскладчатым гранитно-метаморфическим в Урало-Монгольской складчатой области.

Внутри Урала четко выделяется, с одной стороны, зона длительного эвгеосинклинального магматизма, начавшегося в рифее, продолжавшегося в венде (кембрии?), ордовике, силуре, девоне, сопровождавшегося офео-

литовыми габбро-гипербазитовыми комплексами и медно-колчеданными месторождениями (Тагил-Магнитогорская зона), с другой — зона длительного (живет, по пермь включительно) сиалического орогенного и складчатого гранитно-метаморфического магматизма в Восточно-Уральском поднятии. Первая зона характеризуется базитовым составом фундамента, вторая — сиалическим.

Параллельное и длительное развитие эвгеосинклинальных зон, названных Н. А. Богдановым талассогеосинклиналями [1], орогенных и гранитно-метаморфических свойственно многим крупным подвижным поясам (Тихоокеанский пояс, Урало-Монгольская область и др.).

Параллельное развитие различных типов магматизма сочетается с последовательным, которое долгое время считалось единственно возможным. Смена может происходить в каждой зоне автономно, независимо от других. Так, на Урале в Тагильском прогибе эвгеосинклинальный режим заканчивается в конце силура — раннем девоне базальт-трахитовой формацией, фиксирующей условия субплатформенной консолидации. В среднем девоне в результате активизации в той же зоне формируются орогенные базальт-андезитодацитовая и комагматичная ей габбро-гранодиоритовая формации. На Южном Урале в Магнитогорском прогибе в это время продолжается эвгеосинклинальный режим девонского эвгеосинклинального цикла. Точно так же платформенный режим в зоне Платиноносного пояса Урала наступает в ордовике, о чем свидетельствует развитие в силуре типичных концентрически-зональных воронкообразных секущих складчатые структуры дунит-клинопироксенитовых комплексов. Позднепалеозойский складчатый гранитный магматизм и близкий по возрасту региональный метаморфизм приурочены в основном к отмеченной выше зоне [3, 10—12].

Общий для Урала и всех терцинид платформенный этап наступает в триасе, когда на Урале распространяется трапповая формация Русской платформы, прослеживающаяся в Корнуоле (Юго-Западная Англия) и Аппалачах (США). Таким образом, параллельное развитие различных типов магматизма значительно усложняет выделение общих для подвижных поясов этапов и стадий развития.

Рассмотрим теперь закономерности развития различных типов магматизма во времени. Они выражаются, с одной стороны, в отмеченной смене типов магматизма в пределах одной зоны или целой области, с другой — в глобальной цикличности, совпадающей с тектонической. Наиболее четко она наблюдается в эвгеосинклинальном магматизме. Так, на Урале в девоне и силуре прослеживаются два почти тождественных цикла эвгеосинклинального базальтоидного вулканизма с одинаковой последовательностью стадий и положением в них медно-колчеданного оруденения. В ордовике такой цикл намечается, на других возрастных уровнях фиксируются лишь фрагменты циклов, включая офиолиты и медно-колчеданное оруденение. Оба цикла начинаются в лландовери и эйфеле с бедных калием подводных толеитовых базальтов, ассоциированных с кремнистыми осадками, часто в форме подушечных лав; в верхнем лландовери и позднем эйфеле они сменяются бимодальными («контрастными») плагиолипарит-базальтовыми ассоциациями, сопровождающимися медно-колчеданным оруденением, образовавшимися в условиях мелкого моря. Следующие — средние — стадии представлены так называемыми непрерывными порфировыми сериями переменного состава от базальтов большей частью глиноземистых через андезиты до дацитов с антидромной тенденцией эволюции, завершающейся в раннем лудлоу или фране порфировыми базальтами и андезитобазальтами с нормальным (средним) калинатровым отношением. Серии характеризуются ранним выделением магнетита, высоким взрывным индексом, представляют собой производные водосодержащих магм и ассоциируются с терригенными осадками.

Циклы заканчиваются в позднем лудлоу — раннем девоне и в фане базальт-трахитовой формацией, включающей шонониты и андезитотрахиты, лейцитовые фонолиты и сопровождающейся габбро-сиенитовой ин-

трузивной серией с нефелиновыми сиенитами. С сиенитами ассоциируется контактово-метасоматическое скарново-магнетитовое оруденение. В ордовикском цикле на Южном Урале выявлены все упомянутые выше стадии.

Начальные базальты в силурийском и ордовикском циклах местами ассоциируются с подстилающими их офиолитовыми габбро-гипербазитовыми комплексами и сериями сближенных даек. В девонском цикле такая ассоциация предполагается. Вулканизм и оруденение силурийского и девонского циклов прослеживаются по всему Уралу вне главной зоны, но в значительно меньших масштабах [3, 10—12].

Приведенные данные подтверждают давно намечившуюся аналогию и даже тождественность эвгеосинклинального и островодужного вулканизма и магматизма вообще. Анализ уральского материала и сопоставление его с другими регионами позволяют сделать ряд выводов. Во-первых, ордовикский, силурийский, девонский и раннекаменноугольный циклы прослеживаются по всему миру; во-вторых, аналогичные циклы намечаются также в глобальном масштабе позднее: в перми, триасе, юре, раннем и верхнем мелу, кайнозе. Везде и всегда они сопровождаются медно-колчеданым оруденением, приуроченным к контрастным липарит-базальтовым и близким к ним по возрасту и составу более поздним непрерывным ассоциациям [4, 5]; в третьих, они синхронны и в некоторых чертах сходны с циклами базальтоидного платформенного магматизма; в-четвертых, они синхронны с глобальными тектоническими циклами, совпадающими примерно с геологическими периодами [8].

Циклы разделяются эпохами повышенной тектонической подвижности, с которыми совпадают максимумы метаморфизма и глубинного анатектического корового гранитообразования. Начало циклов характеризуется глобальной трансгрессией, конец — регрессией моря, т. е. эволюция выражается в смене прогибания поднятиями, что согласуется с эволюцией эвгеосинклинальных циклов, рассмотренной выше. Синхронность платформенного и эвгеосинклинального магматизма лучше всего иллюстрируется на примере глобального девонского цикла. В варисских эвгеосинклиналях со среднего девона, местами чуть раньше — с нижнего, начинаются прогибание и связанный с ним начальный вулканизм в форме базальтовых и вслед за ними бимодальных липарит-базальтовых формаций с различной пропорцией ацидитов и базитов, различным соотношением калия и натрия, осадков и вулканитов в зависимости от состава и строения фундамента. Вулканы сопровождаются медно-колчеданными месторождениями, которые прослеживаются на рубеже эйфеля и живета от Рейнских сланцевых гор на западе (ФРГ, месторождение Мегген) через Гарц (Раммельсберг и др.), Северный Кавказ (Уруп), Урал (главные месторождения), Рудный Алтай и, наконец, в Калифорнии (Шаства Коунти) [4]. С девонского вулканизма начинается циклическое эвгеосинклинальное развитие Японии.

В раннем девоне начинаются опускание и морская трансгрессия на Русской и Сибирской платформах. В среднем девоне, иногда в раннем, к ним присоединяется интенсивный основной вулканизм, а на Сибирской платформе — интрузии долеритов (трапсовая формация). В верхнем девоне на обеих платформах, наряду с продолжением во фране нормального толеитового магматизма, появляется щелочно-базальтоидный, достигающий максимума в фамене, когда к нему присоединяется щелочно-ультраосновой, включая кимберлитовый. На Сибирской платформе с ним связана главная алмазность. На Русской пока обнаружены только кимберлитоподобные породы (Донецко-Припятская впадина) [2, 6].

Таким образом, в рамках девона наблюдается корреляция циклов эвгеосинклинального и платформенного магматизма несмотря на очевидные и общеизвестные различия. Из других уровней наиболее показательны раннекембрийский и раннетриасовый, фиксирующие начало фанерозоя и мезозоя. На первом уровне начальный эвгеосинклинальный магматизм, представленный базальтами и ассоциированными с ними офиолитами, прослеживается на всем протяжении Урало-Монгольской складчатой

области, сопровождаясь местами медно-колчеданным оруденением (Забайкалье, Казахстан), в южном обрамлении Тихого океана, в том числе в Австралии и Тасмании и западной части Тетиса (Северо-Западная Африка). Платформенный магматизм того же возраста известен на северо-востоке Сибирской платформы (бассейн р. Оленок), на севере Австралии [7].

Кимберлиты повторяются в течение фанерозоя неоднократно, так же как и платформенные базальты и траппы, с которыми они ассоциируются. Кимберлиты, как правило, моложе базальтов. Это подтверждается существованием циклов платформенного магматизма, аналогичных эвгеосинклинальным.

Таким образом, платформенный, эвгеосинклинальный и аналогичный ему островодужный типы магматизма могут рассматриваться как параллельно и синхронно циклично развивающиеся ветви единого магматизма мантийного происхождения. На одном уровне с любым видом мантийного магматизма можно встретить орогенный и складчатый гранитно-метаморфический типы.

Внутри главных типов магматизма могут наблюдаться латеральные вариации второго порядка, обусловленные гетерогенностью основания, иногда аналогичные вертикальным.

Итак, главные типы магматизма существуют, могут развиваться длительное время синхронно в смежных или удаленных зонах и областях и сменять друг друга во времени, контролируются глобальными тектоническими эпохами и циклами. Глобальная синхронность максимумов и минимумов тектонической активности подтверждается наблюдениями за сейсмичностью Земли [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3, с. 3—16.
2. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность/Под. ред. Н. С. Малича, В. Д. Масайтиса.— М.: Недра, 1974.— 280 с.
3. Геологическое развитие металлогении Урала/Золов К. К., Рапопорт М. С., Попов Б. А. и др.— М.: Недра, 1981.— 254 с.
4. Колчеданные месторождения зарубежных стран/Под. ред. С. Н. Иванова.— М.: Наука, 1984.— 216 с.
5. Колчеданные месторождения СССР/Иванов С. Н., Твалчрелидзе Г. А., Скрипченко Н. С. и др.— М.: Наука, 1983.— 274 с.
6. Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы.— М.: Наука, 1972.— 318 с.
7. Лучицкий И. В. Древние вулканические области южных материков в фанерозое.— Новосибирск: Наука, 1978.— 296 с.
8. Прснин А. А. Новая геохронологическая шкала тектонических движений фанерозоя.— В кн.: Геологическая история Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1981, с. 3—17.
9. Чинизубов А. В. Сейсмичность и гипотеза об одновременности фаз тектогенеза.— Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 3, с. 691—694.
10. Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и металлогении Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1963, с. 7—25.
11. Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм эвгеосинклинальных областей и его металлогения.— Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87, с. 57—79.
12. Штейнберг Д. С. Геологическая история Урала и петрология.— В кн.: Магматизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1974, с. 39—58.
13. Штейнберг Д. С. Направленность, цикличность и латеральные вариации магматизма. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1978, с. 5—27.
14. Штейнберг Д. С. Глобальные закономерности связей тектоники и магматизма в фанерозое.— В кн.: XXVII МГК. Тезисы докладов. Т. 4. М.: Наука, 1984, с. 454.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ И ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Многолетние исследования состава флюидных компонентов, заключенных в горных породах, методами газовой хроматографии позволили создать банк данных, благодаря чему появилась возможность рассмотреть эволюцию флюидного режима эндогенных процессов от архея до кайнозоя [3, 4, 6, 7].

Принципиально новым явился вывод о том, что флюидный режим магматизма, метаморфизма и сопряженных с ними явлений во все геологические эпохи не оставался постоянным, и на рубеже раннего и позднего архея, а для некоторых районов — архея и протерозоя, в глобальном масштабе произошла смена восстановительного флюидного режима окислительным. Вся история развития Земли знаменовалась отступлением в глубь мантии фронта восстановленных флюидов. Инверсия флюидных эндогенных систем от восстановленных к окисленным компенсировала убыль тепловой энергии в верхних частях литосферы при снижении геотермического градиента по мере формирования Земли как космического тела. Иными словами, постепенное повышение количества H_2O во флюидах сделало возможным выплавление в таких условиях магматических расплавов на фоне падения температуры субстрата.

Эта тенденция отчетливо устанавливается при сопоставлении степени окисленности флюидов в изофациальных породах базит-гипербазитового ряда, гранитоидах и метаморфических породах [3]. Данное обстоятельство во многом предопределило «сухость» процессов метаморфизма и гранитообразования и широкое развитие двупироксеновых и пироксен-гранатовых парагенетических ассоциаций в широком спектре раннеархейских пород, которые в более поздние эпохи вытеснялись амфибол-биотитовыми или биотит-мусковитовыми парагенезисами. Иными словами, с позднего архея, а для отдельных типов пород — с протерозоя, во всем объеме коры преобладали окисленные флюидные системы, за исключением зон глубинных разломов, глубоко дренирующих мантию, вдоль которых иногда синхронно с магматическими расплавами поступали существенно восстановленные флюиды.

Со среднего архея во всех флюидных системах происходило монотонное увеличение содержания H_2O по отношению к остальным газовым компонентам на фоне общепланетарного процесса инверсии флюидного режима эндогенных флюидных систем от восстановленных к окисленным. Сравнение флюидных анализов гранитов и изофациальных им гнейсов докембрия Прибайкалья однозначно указывает на то, что процессы гранитизации протекали под воздействием более восстановленных флюидов, в то время как плавление и кристаллизация гранитоидов проходили в существенно окислительных условиях при резком повышении доли воды относительно водорода [4].

Основа всех флюидных эндогенных систем — углерод и водород. На их базе возникают соединения с кислородом, серой, хлором, фтором, азотом, бромом и т. д., поэтому весьма информативным оказалось сравнение мольных количеств углерода и водорода в анализируемых флюидах. Из сделанного сопоставления [3] очевидно, что в архее и протерозое все эндогенные магматические флюидные системы, как мантийные, так и коровые, характеризовались очень близкими значениями отношения H/C , т. е. имели один тип флюидных систем при различных уровнях их окисленности. Из палеозойских пород по этому параметру близки базиты и гипербазиты, граниты резко отличаются от них.

Следовательно, если для архея и протерозоя можно говорить о едином типе флюидов для всех магматических систем одной геологической

эпохе, то в палеозое намечается различие между базитами и гипербазитами, особенно резкое между ними и гранитами. Исходя из коровой природы гранитов и глубин генерации базит-гипербазитовых расплавов, можно утверждать, что в палеозое (а для некоторых регионов и раньше) произошло разделение мантийных и коровых флюидных систем, и магматические очаги в мантии и коре возникали и эволюционировали под воздействием различных флюидных систем, возможно связанных генетически. Из сделанного сопоставления очевидно однонаправленное возрастание отношения N/C во флюидах, т. е. с течением геологического времени происходили истощение верхних частей литосферы по углероду и отступление «углеродного фронта» в глубь мантии. Сказанное хорошо иллюстрируется данными по Прибайкалью, где сопоставление архейских, протерозойских и кайнозойских базальтов со сравнительно небольшого района указывает на возрастание величины этого отношения в архее (3) и в более поздние геологические периоды (12—18). При этом низкое отношение N/C в нодулах перцолитов в кайнозойских базальтах Байкальского рифта (6, 5) однозначно указывает на их древний возраст.

Механизм этого явления рассматривался ранее [7] и заключается в том, что с ростом T и P и снижением P_{O_2} углерод входит в силикатные анионы с образованием смешанных сополимеров типа $(Si, C)O_4^{2-}$. С увеличением полимеризации силикатов и уменьшением P и T на фоне роста P_{O_2} происходят уменьшение количества углерода в силикатах и переход его в самостоятельную фазу (графит, алмаз), карбида или же во флюид. Отсюда следует, что, если взять за основу базит-гипербазитовый состав протокры, ранние этапы развития Земли характеризовались интенсивным выносом углерода из литосферы в земную кору и на ее поверхность, а накопление углерода в экзосфере (по терминологии В. И. Вернадского) явилось благоприятным фактором зарождения и развития здесь жизни. Поэтому можно полагать, что подобная эволюция флюидного режима характерна для планет земного типа, и процесс интенсивного выноса углерода в экзосферу, характерного для раннеархейского этапа развития Земли, сейчас наблюдается на Венере. Это может служить основанием для прогнозирования процесса появления биосистем на планетах подобного типа.

Как было показано ранее [4, 5], интенсивная дегазация литосферы привела к выносу в ее верхние горизонты громадных количеств силикатных и флюидных компонентов, что обусловило широкое развитие процессов гранитизации и формирование гранитогнейсовой коры. На основании этих данных было сделано предположение о том, что по мере усиления массопереноса гранитизирующих и флюидных компонентов в верхние части литосферы должно происходить истощение верхней мантии главным образом по флюидным, гранитизирующим и другим некоторым элементам, и это должно приводить к ее базификации и консолидации [4].

Следствием такого длительного однонаправленного процесса массопереноса должны быть истощение верхней мантии по этим компонентам и отступление в глубь ее флюидно-кремний-щелочного фронта, расслоение ее на верхний, истощенный, слой и нижний, из которого эти компоненты в достаточной мере не вынесены [4, 1]. Итак, астеносферный слой, фиксируемый на различных уровнях, имеет флюидную природу и отображает уровни истощения верхней мантии, степень перераспределения флюидных и гранитизирующих компонентов между мантией и корой.

Сопоставление мощностей астеносферы для всех континентов с возрастом соответствующих литосферных блоков показало, что чем раньше начался процесс дебазификации верхних частей литосферы и чем интенсивнее он проявился, тем меньше в этом литосферном блоке мощность астеносферы.

На основании подобной концепции вводится понятие о различных уровнях зрелости литосферы, определяемых, в первую очередь, интенсивностью эндогенной дебазификации ее верхних частей, относимых к земной

коре, а также степени истощения мантии ниже поверхности Мохо, мощностью и глубиной залегания астеносферного слоя. В геологическом аспекте о зрелости литосферных блоков можно судить по характеру процессов, проявленных в земной коре.

Судя по полученным результатам, уже в архейское время существовали блоки с высоким уровнем зрелости литосферы и проявились многие черты, характерные для литосферных блоков различной степени зрелости.

Поскольку мы имеем флюидные анализы пород, датированных интервалом 2,8—2,6 млрд. лет, с этого времени и начинаются наши построения; все предшествующие образования или уничтожены, или изменены более поздними процессами. Полученные в этом временном интервале флюидные характеристики горных пород по литосферным блокам разной зрелости (исключая океанические) находятся в соответствии с рассматриваемой флюидной моделью эволюции Земли, когда по сумме флюидных параметров можно косвенно судить о возрасте того или иного комплекса пород и уровне зрелости литосферы при его формировании. Суть выявленной зависимости состоит в том, что вынос в земную кору флюидных и некогерентных элементов должен приводить к истощению мантии по этим компонентам и кристаллизации расплавов, из которых они выносились. В итоге это обусловит увеличение мощности литосферы и отступление в глубь верхней границы астеносферы при уменьшении ее мощности. Однако стороны, поскольку растворимость флюидных компонентов в твердой породе значительно ниже, чем в эквивалентном ей расплаве, перед фронтом кристаллизации должна нарастать концентрация флюидных и некогерентных элементов. Чем раньше начался этот процесс и чем он длительней, тем меньше мощность астеносферы, тем она богаче флюидными и некогерентными элементами. Исходя из эволюционной схемы флюидного режима Земли, рассмотренной выше, мы видим, что астеносфера архейского возраста будет наиболее богата соединениями углерода, щелочей и широкого спектра рудных компонентов при высоком уровне восстановленности флюидов. Отступление астеносферы на глубину обуславливает повышение жесткости наастеносферного слоя, переход его в литосферу и увеличение глубины проникновения разломов на нижние горизонты литосферных блоков. Сделанные выводы подтверждаются приуроченностью ультраосновных пород, карбонатитов и кимберлитов к зонам наиболее глубоких разломов на литосферных плитах, характеризующихся высокой степенью зрелости.

Тектоническая активизация зрелого литосферного блока может привести к тому, что глубинные разломы или зоны повышенной проницаемости достигнут астеносферного слоя, дренируя его. Следствием этого будут миграция флюидных компонентов в литосферу, флюидизация пород, их частичное плавление и — как итог — воздымание «астеносферных выступов» в массе относительно холодной литосферы. На достоверность такого вывода указывает интенсивная флюидная и магматическая деятельность в зонах новейшего рифтогенеза в пределах зрелых литосферных блоков. Подобная трактовка исключает идею о всплывании астенолитов из нижней мантии, физически и петрологически более вероятен механизм флюидизации литосферы и ее частичного плавления.

Из изложенного выше следует, что возраст и степень зрелости конкретного литосферного блока обуславливает состав и физико-химические свойства флюидов, заключенных в его астеносферном слое. Поэтому определение возрастного диапазона формирования астеносферы может дать дополнительную информацию о направленности процессов петро- и рудогенеза в вышележащем литосферном слое.

Таким образом, опираясь на флюидную модель формирования литосферы, мы можем сопоставлять петрологические, геохимические, металлогенетические, флюидные и геофизические характеристики и на их основе проводить необходимые реконструкции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы и мантийный магматизм.— Геотектоника, 1983, № 6, с. 3—13.
2. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей.— Новосибирск: Наука, 1975.— 214 с.
3. Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1438—1439.
4. Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П. Флюидный режим гранитообразования.— Новосибирск: Наука, 1981.— 183 с.
5. Литвиновский Б. А., Летников Ф. А. Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм.— В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 111—131.
6. Флюидный режим метаморфизма/Отв. ред. Ф. А. Летников.— Новосибирск: Наука, 1980.— 192 с.
7. Флюидный режим формирования мантийных пород/Отв. ред. Ф. А. Летников.— Новосибирск: Наука, 1980.— 143 с.

А. Ф. БЕЛОУСОВ

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Принадлежность конкретных ассоциаций к стратиграфическим подразделениям докембрия нередко условна: в выборке для каждого уровня возможна примесь ассоциаций соседних уровней. Вычисленные оценки поэтому не будут вполне точными для обозначенных возрастных подразделений, но их можно использовать для выявления тенденций изменения состава.

Оценки для фанерозоя сделаны по выборке ассоциаций из работы [4]. Следует оговориться, что эти оценки смещены ввиду недостаточной опробованности чисто базальтоидных ассоциаций открытого океана. Доля ассоциаций с пикритоидными, кислой и щелочно-салической группами вулканитов в действительности меньше и за ее верхний предел ориентировочно можно принять нижний предел условно вычисленных доверительных интервалов (табл. 1). Действительный средний состав базальтоидной группы для мезо-кайнозоя и фанерозоя в целом должен значительно отклоняться от вычисленного с учетом состава недостаточно опробованных океанических базальтоидов. Из табл. 1 видно, что от архея к протерозою сильно снижается встречаемость пикритоидов, особенно наиболее меланократовых — аналогов перидотитов. Слабо выражено повышение роли трахитоидной группы вулканитов, значительное в фанерозое. Примечательна повышенная встречаемость вулканитов кислой группы на всех выделенных уровнях; риолитоиды в докембрии отмечаются чаще, чем в фанерозое,

Т а б л и ц а 1

Частота встречаемости породных групп вулканитов

Возраст	Число учтенных ассоциаций	Ассоциации с зафиксированными группами вулканитов			
		мелапикритоидной	субмелапикритоидной	риолитоидной	трахитоидной
Архей	122	47 (31—50)	51 (33—51)	82 (57—75)	3 (0,5—7,5)
Протерозой ранний	65	5 (2—17)	17 (17—40)	41 (51—75)	3 (1,0—13)
Протерозой средний — поздний	174	9 (3—10)	7 (2—10)	104 (52—68)	10 (3—11)
Протерозой	271	14 (4—10)	27 (7—15)	168 (55—67)	16 (4—11)
Фанерозой	488	44 (6—12)*	74 (11—18)*	267 (51—59)*	112 (19—26)*
Мезозой — кайнозой	367	33 (8—16)*	58 (15—24)*	185 (45—55)*	91 (26—36)*

Примечание. В скобках — 95%-ный доверительный интервал доли ассоциаций (в %) с присутствием данной породной группы, по оценке параметра в биномиальном распределении. Звездочкой отмечены условные (ввиду смещенности мезо-кайнозойской выборки) оценки.

несмотря на то, что во многих случаях они, по-видимому, еще не распознаны среди докембрийских гнейсов.

В подавляющей массе земные вулканические ассоциации являются менавулканическими. При выявлении и истолковании петрохимической эволюции их составов следует учесть влияние метаморфизма, определить его петрохимическую составляющую.

Практически все вулканиды докембрия и палеозоя утратили кайнотипное состояние и имеют метаморфизм по крайней мере пренит-пумпелиновой ступени. Спектр ступеней метаморфизма для вулканидов архея и протерозоя одинаков. Но гранулитовая фация редка в протерозойских комплексах, роль амфиболитовой в них тоже уменьшается.

Для оценки петрохимического влияния степени метаморфизма были проведены расчеты для докембрийских базальтоидов. Не обнаружено существенного сдвига состава от дозеленосланцевой к зеленосланцевой фации метаморфизма. Но в комплексах с амфиболитами устанавливаются повышение кальция, спад натрия и кремнезема. Эти петрохимические отличия объясняются тем, что базитовые массы поглощают кальций из растворов и теряют натрий и кремнезем при переходе кислых плагиоклазов в богатые анортитом разновидности с замещением группы $\text{NaSi} \rightarrow \text{CaAl}$. Для базальтоидов было показано [1, и др.], что при дозеленосланцевом и зеленосланцевом метаморфизме происходят вынос кальция и алюминия и привнос натрия и кремния, отвечающий замене $\text{CaAl} \rightarrow \text{NaSi}$. В амфиболитовой фации имеет место вторичное сближение уровней содержания указанных трех подвижных окислов с первичными содержаниями в лавах. Уровни этих окислов в породах при дозеленосланцевом и зеленосланцевом метаморфизме положительно коррелируются с первичными. Из изложенного следует, что для подвижных при региональном метаморфизме компонентов в принципе сохраняется возможность порядковых оценок первичных содержаний. Для этого следует сопоставлять совокупности пород одного вида (породной группы) с одинаковыми или близкими характеристиками метаморфизма, либо учесть и «снять» метаморфический сдвиг состава.

Из табл. 2 видно увеличение Na_2O в базальтоидах от мезозойско-кайнозойских комплексов (существенно кайнотипных) к палеозойским (с дозеленосланцевым и зеленосланцевым метаморфизмом); затем идет спад натрия к более высокометаморфизованным комплексам архея. Тренды для CaO противоположны и тоже согласуются с ожидаемыми в зависимости от степени метаморфизма. Для SiO_2 тренды такие же, как для натрия, и отвечают ожидаемым в соответствии с метаморфизмом, за исключением намечающегося повышения SiO_2 в архее; последнее можно считать первичной особенностью состава древнейших базальтоидов.

Базальтоидная группа в архее аномальна также тем, что при повышенном содержании SiO_2 она имеет низкие уровни щелочей и Al_2O_3 и повышенный MgO .

От архея к фанерозою в базальтоидах в общем повышаются K_2O , Al_2O_3 , суммарная щелочность, TiO_2 ; снижаются FeO' и MgO при стабильной относительной железистости.

Эти глобальные особенности временного тренда следует объяснить изменением обстановок магмогенеза.

Кислая группа вулканидов проявляет, хотя и несколько менее четко, возрастные тренды SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и Na_2O , аналогичные отмеченным в базальтоидах и тоже объяснимые деанортитизацией, а затем анортитизацией плагиоклазов при повышении регионального метаморфизма. SiO_2 в риолитоидной группе повышается от мезо-кайнозоя к палеозою и верхнему протерозою и снижается в нижнем докембрии. Na_2O снижается от палеозоя к протерозою. Al_2O_3 имеет спад от мезо-кайнозоя к палеозою и протерозою, а CaO — к палеозою и верхам докембрия и повышается в нижнем докембрии (табл. 3).

Вместе с тем в кислых вулканидах архея аномально повышены Na_2O , Al_2O_3 и понижены относительная железистость и сумма щелочей. Это

Усредненные петрохимические характеристики базальтоидной группы

Возраст	N	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO'		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		F	A
		\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S		
Архей	116	52,41	3,3	1,41	0,39	15,15	1,13	11,20	1,91	6,68	1,64	9,25	1,77	2,76	0,63	0,75	0,5	0,49	3,26
Протерозой ранний	54	52,10	3,04	1,38	0,54	14,86	1,15	11,48	1,82	6,53	1,69	8,69	1,74	3,12	0,83	1,03	0,72	0,50	3,81
Протерозой средний — поздний	148	51,81	3,63	1,77	0,80	15,51	1,27	11,41	2,17	6,17	1,48	7,74	2,11	3,30	0,83	1,04	2,30	0,51	3,99
Протерозой	228	51,76	3,44	1,64	0,74	15,41	1,30	11,52	2,12	6,25	1,51	8,04	2,07	3,19	0,82	1,18	1,05	0,51	3,98
Палеозой	98	53,61	3,85	1,44	0,67	16,48	1,17	9,73	—	5,20	1,62	7,28	1,80	3,65	0,66	1,67	1,08	0,51	4,75
Мезозой — кайнозой	354	52,10	4,17	1,66	0,83	16,28	1,43	9,65	—	5,69	1,89	8,84	1,85	3,31	0,74	1,52	1,02	0,49	4,31
То же, область открытого океана	82	49,26	1,90	2,25	0,78	15,68	1,16	10,92	—	6,52	1,40	10,15	1,61	3,13	0,74	1,12	0,95	0,48	3,87
Фанерозой	452	52,43	4,15	1,61	0,80	16,32	1,38	9,66	—	5,59	1,85	8,50	1,95	3,39	0,73	1,55	1,03	0,49	4,41

Примечание. Здесь и далее N — число ассоциаций в выборке; \bar{X} — оценка среднего по средним; S — среднее квадратичное отклонение; FeO' — суммарное содержание железа в пересчете на FeO; $F = \text{FeO}'/(\text{FeO}' + 1,78 \text{ MgO})$; $A = \text{Na}_2\text{O} + 0,66 \text{ K}_2\text{O}$. Число анализов в каждой ассоциации $n \geq 4$.

Таблица 3

Усредненные петрохимические характеристики риолитоидной группы

Возраст	N	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO'		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		F	A
		\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S		
Архей	39	71,26	2,40	0,39	0,12	14,80	1,35	3,36	1,13	1,18	0,66	2,26	0,97	4,21	0,81	2,25	1,12	0,62	5,70
Протерозой ранний	31	72,14	3,86	0,46	0,26	13,46	1,26	3,81	1,96	0,95	0,66	1,74	1,00	3,57	1,53	3,52	1,60	0,69	5,89
Протерозой средний — поздний	71	72,43	3,83	0,45	0,37	13,51	1,25	3,72	1,38	0,95	0,95	1,51	1,13	3,67	1,25	3,40	1,88	0,69	5,91
Протерозой	113	72,41	3,68	0,44	0,32	13,51	1,21	3,65	1,56	0,92	0,83	1,55	1,05	3,61	1,30	3,55	1,78	0,69	5,95
Палеозой	62	72,01	2,58	0,37	0,13	13,97	1,06	3,06	—	0,81	0,40	1,42	0,74	3,95	0,90	3,57	1,50	0,68	6,31
Мезозой — кайнозой	160	70,94	2,75	0,40	0,18	14,33	1,37	3,47	—	0,72	0,43	2,10	1,30	4,05	1,02	3,59	1,30	0,73	6,42
Фанерозой	222	71,24	2,74	0,39	0,17	14,23	1,30	3,50	—	0,74	0,42	1,91	1,21	4,02	0,99	3,58	1,36	0,73	6,38

согласуется с известной тоналит-плагиогранитовой тенденцией интрузивного кислого магматизма архея и, по-видимому, отражает первичную специфику древнейших кислых вулканитов.

От архея к фанерозою отмечены спад MgO , повышение K_2O , рост носительной железистости и общей щелочности в риолитоидах.

Известно, что особенности магматизма архея увязываются с гипотезой о высоких теплотокке и геотермическом градиенте, которыми обуславливалось высокое положение фронтов магмогенеза и повышенная степень плавления глубинных масс, в том числе наиболее тугоплавких. Эту гипотезу подтверждают статистические особенности состава вулканических формаций архея: высокая встречаемость тугоплавких пикритоидов, повышенный уровень магния и пониженная общая щелочность базальтоидов; повышенные уровни MgO , CaO , Al_2O_3 и пониженный SiO_2 в кислых вулканитах. Повышенный тепловой фон верхней мантии и коры в архее подтверждается также совместно повышенными уровнями SiO_2 и MgO в базальтоидах, которые могли быть обусловлены существенным плавлением тугоплавкого ортопироксена на сравнительно малых глубинах. Спредставлением о поднятом фронте зоны магмогенеза в архее согласуются низкая суммарная щелочность архейских базальтоидов и их низкая титанистость, характерные по современному физико-химическим и экспериментальным данным для относительно низкобарических базальтоидных выплавов.

Степень зрелости литосферного профиля от архея к протерозою и затем к фанерозою фиксируется по повышению встречаемости трахитоидов, повышением уровня калия и общей щелочности в базальтоидах (вне областей открытого океана) и кислых вулканитах. Высокое содержание Na_2O в архейских риолитоидах естественно объясняется сильным преобладанием плагиоклазов в полевошпатовой составляющей исходных субкислых пород архейской коры (в основном, возможно, тоналитовых гнейсов).

Устойчивое появление риолитоидов в большинстве вулканических комплексов на всем протяжении докембрия говорит в пользу существования палеокоры с развитым гранитоидным слоем, по крайней мере, под большинством зон докембрийского вулканизма. По строению коры эти области скорее сближались с материками, внутренними и окраинными морями, но не с областью открытого океана.

Следует обратить внимание на аномальные черты состава мезо-кайнозойского вулканизма, прежде всего на явно пониженную встречаемость кислой группы пород (см. табл. 1). Для базальтоидной группы пород мезо-кайнозой (см. табл. 2) с учетом преобладания базальтов открытого океана и сходных с ними базальтов чехла зрелых платформ, очевидно, экстремально низок уровень SiO_2 (т. е. угнетены андезитойды) и аномально высоки уровни CaO и TiO_2 . Угнетенность кислой группы хорошо увязывается с широким распространением новообразованной коры океанов без развитого гранитоидно-метаморфического слоя и с пониженным положением фронтов магмогенеза на зрелых платформах. Отмеченные особенности химизма базальтоидов мезо-кайнозой правомерно связать с преимущественно низким уровнем отношения H_2O/CO_2 , т. е. с повышено-сухими условиями на фронтах базальтоидного магмогенеза в мезо-кайнозойской верхней мантии. В таких условиях подавлено плавление ортопироксена, однако повышенная концентрация CO_2 благоприятна для перехода в расплав клинопироксена. Специфику состава молодого вулканизма следует иметь в виду при пользовании актуалистическими аналогиями. Как известно, в ряде крупных работ последних лет мезо-кайнозойский этап трактуется как особая, океаническая, стадия развития Земли, отвечающая глобальному расширению.

Изложенные результаты показывают применимость квазивидового подхода (основанного на популяционно-видовых представлениях) для выявления эволюционных трендов магматических образований, вплоть до глобальных.

1. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. — Новосибирск: Наука, 1976. — 332 с.
2. Белоусов А. Ф. Сравнительная характеристика состава ассоциаций вулканитов разных зон континентальных и океанических областей. — В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. Т. IX, ч. 2. М.: Наука, 1984, с. 156—157.
3. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П. Магмогенез вулканических формаций. — Новосибирск: Наука, 1983. — 167 с.
4. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. — Новосибирск: Наука, 1982. — 281 с.
5. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу. — Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 37—51.

Ф. П. МИТРОФАНОВ

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПРОТО- И НЕОГЕЯ НА УРОВНЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Уже приводились данные по сравнительному генетическо-формационному анализу гранитоидов протогея (раннего докембрия — архей и раннего протерозоя) и неогея (позднего протерозоя и фанерозоя). Были показаны их структурные, вещественные и генетические различия, определяемые разницей условий гранитообразования на ранних и поздних этапах формирования континентальной земной коры (к. з. к.). Эти различия определялись прежде всего для специфических формаций коровых ультраметагенных гранитоидов и мигматитов, наиболее характерных для древних этапов развития к. з. к. [7, 9]. Отмечалось и наличие для всей геологической истории к. з. к. сквозных типов гранитоидных формаций, особенно из числа ортомагмагенных — до- и раннескладчатых плагιοгранитоидных и послескладчатых гранитных, связанных с очагами магмообразования, расположенными ниже обнажающегося гранитно-метаморфического слоя к. з. к.

Для таких сквозных типов гранитоидных формаций особое значение должны иметь те главные характеристики габбро-гранитных серий, которые считаются основой петрологического и металлогенического анализа постархейских гранитоидных формаций [3, 5]. В связи с этим целесообразно рассмотреть данные характеристики и в раннедокембрийских гранитоидных формациях. К числу таковых Э. П. Изох относит пять типов серий по щелочности, многофазность, гомодромность, прерывистость и завершенность серий.

Отметим, что три главных типа гранитоидных формаций по щелочности (натриевый, калий-натриевый и калиевый) известны во всем раннем докембрии, включая архей. Два других (пересыщенный глиноземом — калий-глиноземистый — и повышенной щелочности) менее известны в раннем докембрии, они отмечаются в основном лишь в поздних, завершающих, стадиях развития всего протогейского мегацикла и реже — отдельных раннедокембрийских циклов.

Существенно натриевый тип с отношением нормативных альбита (Ab) и ортоклаза (Or) обычно более 2 : 1 (рис. 1) особенно характерен для наиболее раннего, ортомагмагенного, члена гранитоидных триад раннедокембрийских циклов (см. [8], рис. 1). Он представлен формациями древнейших гнейсотоналитовых и эндербитовых ассоциаций и раннескладчатыми плагιοгранитоидами в про- и протогесинклинальных структурах. Как и в породах плагιοгранитоидных формаций неогея, с ними намечается связь золото-, железо- и вольфрам-молибденового оруденения. Особенно характерны месторождения железа в связи с лептитовыми толщами — натриевыми метавулканитами, входящими в состав единой кислой натривой вулканоплутонической ассоциации (см. [2, рис. 28]). Многофазность

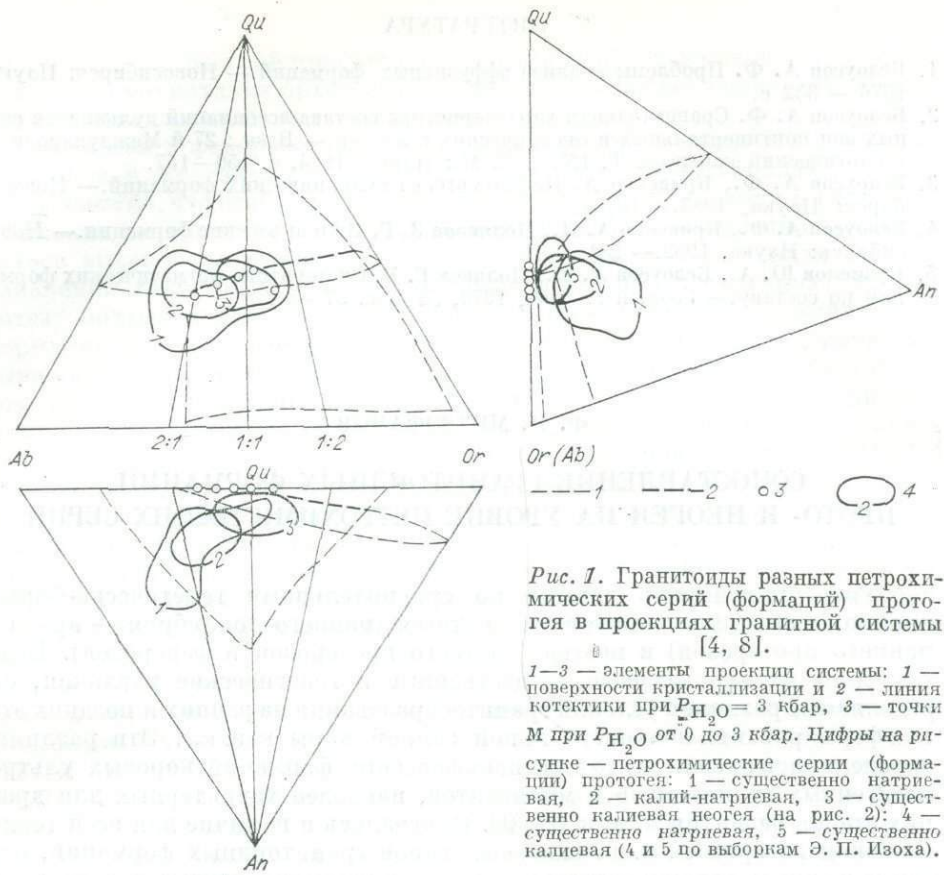


Рис. 1. Гранитоиды разных петрохимических серий (формаций) протогея в проекциях гранитной системы [4, 8].

1—3 — элементы проекции системы: 1 — поверхности кристаллизации и 2 — линия котектики при $P_{H_2O} = 3$ кбар, 3 — точки M при P_{H_2O} от 0 до 3 кбар. Цифры на рисунке — петрохимические серии (формации) протогея: 1 — существенно натриевая, 2 — калий-натриевая, 3 — существенно калиевая неогей (на рис. 2); 4 — существенно натриевая, 5 — существенно калиевая (4 и 5 по выборкам Э. П. Изюха).

в образованиях такого типа устанавливается нечасто, но она должна быть характерна; когенетическая связь с базитами требует дополнительных исследований, хотя иногда определяется достаточно уверенно. По расплавленным включениям устанавливается, что гранитоиды этих вулканоплутонических серий высокотемпературные (более 1000°) и относительно «сухие»; их флюид обогащен углекислотой, содержание тяжелого O^{18} в них невысокое — 5,3—8,3%, что, в совокупности с данными по низкому первичному изотопному отношению стронция, указывает на мантийное происхождение [8]. При этом важно, что по сравнению с существенно плагиоклазовыми гранитоидами неогей (рис. 2) раннедокембрийские породы такого формационного типа имеют составы, отличающиеся от составов области минимума M гранитной системы (см. рис. 1). Это свидетельствует о существенных вторичных преобразованиях такого глубинного гранитного вещества, приспособляющегося к коровым условиям мигматизации и метаморфизма.

Примечательно, что в раннем докембрии отчетливо устанавливается и другой формационный тип существенно натриевых гранитоидных ассоциаций. Эта самая специфическая для протогея ультраметагенная формация существенно плагиоклазовых мигматитов, гранитоидов и пегматитов [7]. Для нее характерны изофациальность образования с коровыми супракристалльными породами рамы, отсутствие связи с базитами. Ведущие петрогенетические процессы в формировании пород формации ультраметагенные — метаморфическая перекристаллизация, геохимическая дифференциация, коровый анатексис. Мигматит-гранитные комплексы формировались на месте. Явления перемещения вещества были относительно незначительными и не приводили к вулканизму. Температура гомогенизации расплавленных анатектитовых включений в породах этой плутонической серии не превышает 830°C при температуре начала плавления $600-$

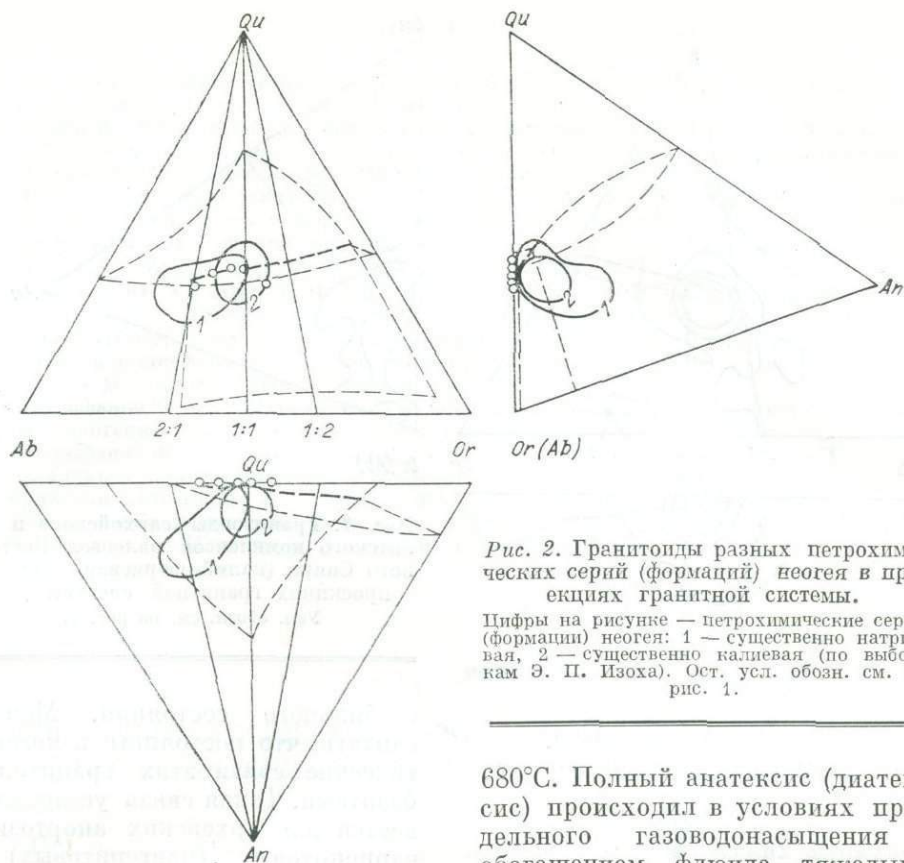


Рис. 2. Гранитоиды разных петрохимических серий (формаций) неогей в проекциях гранитной системы.

Цифры на рисунке — петрохимические серии (формации) неогей: 1 — существенно натриевая, 2 — существенно калиевая (по выборкам Э. П. Изоха). Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

коровым, изотопом кислорода (O^{18} от 9,0 до 10,3% [8]).

Калий-натриевые гранитоиды в раннем докембрии представлены в основном в субавтохтонных мигматитовых формах, не связаны с базитами и вулканитами и являются предельно водонасыщенными, самыми низкотемпературными ($600-700^\circ$) и малоподвижными мобилизатами гранитоиднейсового слоя. Магматогенные (анатектические) породы этого формационного типа часто имеют состав анхикотектических двуполевошпатовых гранитов (см. рис. 1); составы этих гранитоидов редко отвечают составам расплавов — минимумов М, что свидетельствует о достаточно равновесной глубинной кристаллизации большинства пород данного формационного типа. Калий-натриевые гранитоиды неогей обычно аллохтонные, для них часто намечается связь с базитами, характерны многофазность, гомодромность, прерывистость и завершенность развития, что можно показать на примере сархойского комплекса Восточного Саяна. На рис. 3 видно, что гранитоиды этой серии дают длинный ряд дифференциаций с обилием завершающих пород, близких по составу к поверхности кристаллизации самых низкотемпературных щелочных полевых шпатов в условиях солидуса и к точке минимума М. Подобное направление свидетельствует о неравновесности процессов, происходящих при значительной фракционной кристаллизации в условиях отсутствия равновесия между кристаллической фазой и расплавом [4]. По Э. П. Изоху [3], таким гранитоидам фанерозоя сопутствуют вольфрамовое и (или) полиметаллическое оруденение. С ранне-докембрийскими гранитоидами этого формационного типа связаны редкометалльные пегматиты.

Показательно сопоставление существенно калиевых (Ab/Or близко и менее 1 : 1) гранитоидов нео- (см. рис. 2) и протогей (см. рис. 1). Этот тип гранитоидов является сквозным: сейчас известно, что он обычен и в архее в виде формаций аляскитовых чарнокитов [9]. Такие граниты всегда завершают важнейшие циклы развития к. з. к., фиксируя начало ее квази-



Рис. 3. Гранитоиды сархойского и огнитского комплексов палеозоя Восточного Саяна (калий-натриевая серия) в проекциях гранитной системы [8].
Усл. обозн. см. на рис. 1.

киви-гранитных ассоциаций. Все граниты данного петрохимического типа оловоносны.

Отмечаемые Э. П. Изохом завершенные и незавершенные петрохимические ассоциации в калиевой габбро-гранитной серии мы связываем с разноглубинными фациями кристаллизации первоначально сухой и высокотемпературной, обогащенной калием магмы, образовавшейся в гранулитовом основании к. з. к. и способной к сквозьковому перемещению вверх с формированием вертикально протяженной вулканоплутонической серии [9]. В этой серии вулканиты, вулканоплутониты, гип- и мезоабиссальные гранитоиды (см. также [1], [2, рис. 32], [9, рис. 57, 58]) сложены завершенными, обычно прерывистыми ассоциациями, а вторично обогащенные коровой водой гранитоиды абиссальных и ультраабиссальных фаций — незавершенными, равновесными ассоциациями артеритовых мигматитов (см. рис. 1).

Таким образом, сопоставление петрохимических характеристик гранитоидных формаций прото- и неогей показывает их большое сходство в глубинных по рождению вулканоплутонических ассоциациях, в первую очередь существенно натриевых и существенно калиевых. Различия здесь обусловлены вторичными, коровыми процессами кристаллизации и перекристаллизации. Калий-натриевый петрохимический тип гранитоидов и специфический формационный тип существенно натриевых гранитоидов в протоеге только коровые и плутонические, что отличает их от соответствующих пород неогей, для которого равновесные процессы автохтонного корового гранитообразования не могут считаться характерными, хотя местами и проявляются [8].

1. Анортозит-рапакиви-гранитная формация/Великославянский Д. А., Биркис А. П., Богатиков О. А. и др.— Л.: Наука, 1978.— 295 с.
2. Зоубек В., Крылова М. Д., Лосерт И. и др. Лептиниты Карало-Кольской части Балтийского щита и Чешского массива.— В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1979, с. 5—72.
3. Изох Э. П. Габбро-гранитные плутонические серии как индикаторы глубинных процессов.— В кн.: *Кора и верхняя мантия Земли*. М.: изд-во МГУ, 1975, с. 35—57.
4. Кравцова Е. И. Система альбит — анортит — ортоклаз — кварц (вода) при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 57—71.
5. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 12—27.
6. Магматические формации раннего докембрия территории СССР/Под ред. К. А. Шуркина.— М.: Недра, 1980.— 285 с.
7. Митрофанов Ф. П., Шуркин К. А. Типы гранитоидов раннего докембрия.— В кн.: Металлогения докембрийских гранитоидов. М.: Наука, 1983, с. 270—292.
8. Митрофанов Ф. П., Котов А. Б., Козаков И. К. и др. Два типа интрузивных ранне-складчатых плагιοгранитоидов докембрия.— В кн.: Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1985.
9. Раннедокембрийские гранитоидные формации/Митрофанов Ф. П., Кравцова Е. И., Мануйлова М. М. и др.— Л.: Наука, 1975.— 292 с.

Л. С. БОРОДИН

ГЛОБАЛЬНЫЙ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОЙ ТРЕНД ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

При всем петрографическом разнообразии магматических формаций основная масса составляющих их пород связана с двумя главными типами первичных магматических источников: мантийным, преимущественно базальтоидным, и палингенным коровым, преимущественно гранитоидным. В соответствии с этим петрохимическая эволюция состава наиболее распространенных магматических формаций непосредственно сопряжена с изменением химизма составляющих их различных серий базальтоидов и гранитоидов. Среди них наибольший интерес для петрологического анализа эволюции эндогенных формаций представляют дифференцированные, в первую очередь эффузивные, серии.

Главные типы магматических серий различаются и классифицируются прежде всего по степени щелочности, обычно оцениваемой по соотношению SiO_2 и $(Na_2O + K_2O)$. Однако этот показатель и дополняющие его критерии (соотношение MgO и FeO на диаграмме АФМ и др.) не позволяют непосредственно оценить количественное соотношение кальция («известии») и натрия и калия («щелочей»). Поэтому традиционное разделение главных групп магматитов в сериях и формациях на известковые (толеитовые), известково-щелочные (субщелочные, нормальные) и щелочные не имеет четких количественных разграничений, хотя и широко используется в современных петрологических и геодинамических концепциях.

При сопоставлении трендов щелочности и известковистости в главных типах базальтоидных серий, представляющих совокупность типовых в геотектоническом отношении петрографических провинций (островодужные, окраинно-континентальные, рифтогенные и др.), можно показать, что изменение щелочности в рядах магматических дифференциатов при переходе от наименее щелочных низкокальциевых океанических толеитов к высокощелочным рифтогенным и другим щелочно-базальтовым сериям подчинено закономерным линейным трендам [2, 3]. Поэтому и изменение интегрального показателя щелочности $(Na + K)/Ca$ (в ат. кол.) также подчинено закономерным трендам, составляющим единый трендовый пучок линейных графиков, сходящихся к началу координат на диа-

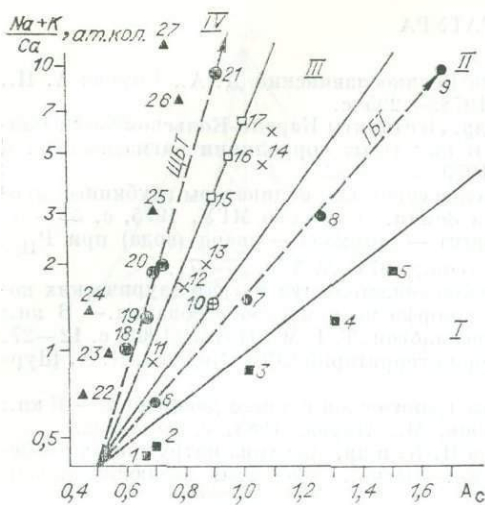


Рис. 1. Диаграмма $(Na + K)/Ca - A_c$ для типизации базальтоидных серий. Римскими цифрами обозначены поля: I — известковое, II — известково-щелочное, III — субщелочное, IV — щелочное. Штриховой линией выделены тренды: ГЕТ — главный базальтовый известково-щелочной, ЩБТ — щелочно-базальтовый. Арабскими цифрами обозначены реперные составы: 1—5 — океанические и островодужные низкокальциевые толеиты, 6—9 — главные типы эффузивных пород, 10 — средняя изверженная порода, 11 — щелочной базальт океанов, 12—14 — шонониты — трахитациты, 15—17 — трахиты, 18—21 — щелочные базальтоиды и трахиты, 22—27 — нефелиниты и фонолиты.

грамме $(Na + K)/Ca - SiO_2$ или A_c , где A_c — величина общей кислотности магматических пород.

На основе рассчитанного трендового пучка, а также величин параметра $(Na + K)/Ca$ в эталонных составах пород для типовых серий различной щелочности могут быть разграничены главные поля щелочности на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ (рис. 1). Они включают весь эволюционный ряд формаций: от примитивных океанических и островодужных (поле I) до высокощелочных рифтогенных (поле IV). Для любой совокупности пород, образующих комагматические серии в составе конкретных магматических формаций и принадлежащих к тому или иному полю диаграммы, могут быть намечены петрохимические тренды магматической дифференциации (конкретные или частные). Наряду с этим целесообразно выделить главные средние статистические тренды, характеризующие общую эволюцию состава магматических формаций в пределах главных полей диаграммы: известково-щелочной, низкощелочной (толеитовый) и щелочной (щелочно-базальтовый — щелочно-трахитовый).

Для расчета известково-щелочного тренда были составлены совокупности средних типов пород, включающие глобальные составы магматитов и средние составы главных типов пород для ряда орогенных континентальных и островодужных вулканических провинций — Тихоокеанской, Центральной и Южной Америки и др. Этой совокупности средних составов соответствуют свыше 10 000 химических анализов единичных проб пород. Статистическая обработка данных для расчета корреляционного графика $(Na + K)/Ca - A_c$ выполнена на ЭВМ по программе Arгох в вычислительном центре ИМГРЭ. Аналогично был рассчитан щелочной (щелочно-базальтовый) тренд по представительной совокупности средних типов пород для ряда континентальных щелочных провинций (Восточно-Африканская, Прибайкальская, Новозеландская и др.), а также глобальных средних типов щелочных базальтоидов.

Главному известково-щелочному тренду подчинены региональные тренды орогенных магматических, преимущественно андезитовидных формаций, породы которых наращивают континентальную кору в зонах андийского типа и зрелых островных дуг и которые включают высоко- и пониженно-кальциевые серии, входящие в состав общего трендового пучка базальтоидных дифференциатов. Таким образом, представляется несомненной существенная роль глубинных магматических источников и последующей дифференциации материнских базальтовых и андезитовых магм в формировании и эволюции состава орогенных окраинно-континентальных формаций по сравнению с иными петрогенетическими процессами. Вместе с тем следует отметить, что наиболее кремнекислые дифференциаты (риодациты, риолиты) и их более щелочные эквиваленты, также входящие в состав орогенных континентальных формаций и рифтогенных серий, нередко выпадают из типовых петро- и геохимических трендов. Этим подчеркивается роль коровых источников, а также эманационных и ликвационных процессов в формировании подобных пород.

Наличие базальтоидных серий разной щелочности в общем трендовом пучке, включающем главные (известково-щелочной и щелочно-базальтовый) и более частные тренды (латитовый, щелочной океанический и др.), свидетельствует о петрохимической близости исходных мантийных источников. Аналогичный вывод предполагается и по данным распределения индикаторных редких литофильных элементов (рубидий, цирконий). Таким образом, в эволюции состава магматических серий и формаций неоднородность верхней мантии отступает на второй план относительно различий в условиях выплавления, селективности и последующей глубинной дифференциации исходных известково-щелочных и щелочно-базальтовых магм.

Вне общего трендового петрохимического пучка базальтоидных серий находятся как наиболее щелочные (фельдшпатоидные) и щелочно-ультраосновные — нефелинит-фонолитовые, базанитовые и кимберлитовые серии, так и наименее щелочные толеиты океанических провинций. Это согласуется с современными концепциями неоднородности верхней мантии, а также представлениями о роли процессов ювенильной и субвулканической карбонатизации и щелачивания в генерации пород щелочно-ультраосновных и карбонатитовых серий.

В связи с известными представлениями о роли андезитового магматизма в формировании континентальной земной коры возникает вопрос, насколько сопоставимы петрохимические тренды известково-щелочного вулканизма третичных и четвертичных серий с трендами докембрийских процессов регионального метаморфизма и гранитизации. Как было показано нами ранее, главные типы метаморфических и магматических пород, включая средние составы чарнокитов и гранитов, характеризуются едиными трендами возрастания содержания кремнезема и калия и одновременно уменьшения содержания фемических компонентов. Это позволяет считать их членами общего закономерного эволюционного ряда пород, формирующих земную кору. В пределах такого ряда составы метаморфитов амфиболитовой фации и гранитоидов, с одной стороны, и эклогитов и амфиболитов — с другой, являются комплементарными по отношению к среднему составу гранулитовых комплексов щитов. С учетом этих данных может быть оценен средний состав коры, сходный с составом среднего андезита [1].

Как видно из рис. 2, средние составы главных типов метаморфитов — от амфиболитов до гранулитов и чарнокитов полностью соответствуют главному известково-щелочному магматическому тренду, которому отвечает средний состав метаморфических пород щитов и докембрийских гранитов в целом. Поскольку к этому тренду принадлежат средние составы базальтов, андезитов и гранитоидов, то и расчетные составы земной коры по магматической, метаморфической [5] и комбинированной моделям [1] также отвечают ему.

Итак, очевидно, что формирование сиалических формаций магматического и метаморфического ряда не требует дополнительного привноса мантийного калия, накапливающегося в процессе магматической и метаморфической дифференциации. Поэтому для объяснения процессов гранитизации и формирования основной массы гранитов нет необходимости обращаться к гипотезе о массовых

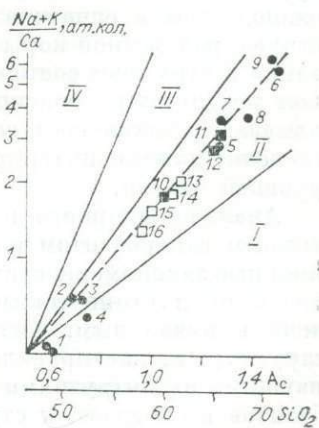


Рис. 2. Докембрийский известково-щелочной тренд главных типов метаморфитов и магматитов.

Штриховой линией показан главный известково-щелочной тренд базальтовых серий (ГБТ). Арабскими цифрами обозначены средние составы: 1 — эклогитов, 2 — амфиболитов, 3, 4 — основных эффузивов протерозоя и архея, 5 — чарнокитов, 6 — докембрийских гранитов, 7—9 — гранитоидов древнего архея, архея и протерозоя, 10—11 — метаморфитов гранулитовой и амфиболитовой фаций, 12 — метаморфических пород щитов, 13—16 — средние составы земной коры. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

потоках ювенильных (трансмагматических) флюидов как главном факторе гранитизации. Гораздо более обоснованной является модель метаморфической анатектической эволюции континентальной коры [4].

В качестве других петрологических и геохимических следствий отметим возможность на основе предлагаемого метода типизации магматических серий и формаций оценки их генетической однородности и комагматичности главным типам базальтовых магм; корректировку и отбор представительных типов пород для сравнительной петрохимической типизации магматических формаций; приложение принципа геохимической когерентности петрогенных и редких элементов в магматических сериях к средним составам магматических пород земной коры, что служит объективной основой для оценки кларков редких элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л. С. К оценке среднего состава земной коры.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 1, с. 191—194.
2. Бородин Л. С., Лутков Р. И. Особенности распределения и индикаторная роль K и Rb в дифференцированных базальтовых сериях.— Геохимия, 1982, № 9, с. 1219—1229.
3. Бородин Л. С., Лутков Р. И. Особенности распределения и индикаторная роль кальция и стронция в дифференцированных базальтовых сериях.— Геохимия, 1983, № 9, с. 1279—1288.
4. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию.— Новосибирск: Наука, 1980.— 199 с.
5. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли.— М.: Наука, 1975.— 167 с.

В. В. ВЕЛИНСКИЙ

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ В ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Альпинотипные гипербазиты, несмотря на их малую долю в объеме изверженных пород земной коры, играют большую роль в теории петрогенеза в целом. Это связано в первую очередь с тем, что они рассматриваются в качестве вестников вещества верхней мантии, в пределах которой зарождается и развивается глубинный магматический процесс планеты.

В настоящее время проблема петрологии альпинотипных гипербазитов вообще и вопрос генезиса этих пород в частности еще остаются дискуссионными. Основные положения различных концепций их происхождения общеизвестны. Однако на каких бы точках зрения (даже исключая друг друга) не стояли исследователи, рассматривая аспекты генезиса, они единодушны в одном: альпинотипные гипербазиты во всех складчатых структурах земной коры представляют собой наиболее глубинные образования и отражают состав вещества верхней мантии. Основанием тому служат результаты изучения состава включений в базальтах, кимберлитах, алмазах, а также состава пород рифтовых зон океанов и, в определенной степени, данные интерпретации геофизических исследований мантийных уровней Земли.

Анализ обширного петролого-геологического материала по альпинотипным гипербазитам позволяет сформулировать общие для них формационные закономерности: 1) в складчатых системах они являются наиболее древними плутоническими образованиями, становление которых приурочено к начальным, доскладчатым, этапам развития геосинклинальных структур, и, как правило, находятся в тесной пространственной связи с рвущими их интрузиями габброидов и плагиигранитов; 2) массивы гипербазитов в складчатых структурах фанерозоя залегают среди отложений,

метаморфизованных преимущественно в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, а в докембрийских структурах — в эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой; 3) в рифтовых зонах срединных океанических хребтов гипербазиты залегают среди слабо диагенезированных морских осадков и представлены главным образом серпентинитами или сильно серпентинизированными разностями дунитов и перидотитов; 4) на современном эрозионном уровне в условиях континентального типа коры тела гипербазитов в основном сложены в различной степени серпентинизированными дунит-перидотитовыми ассоциациями пород и серпентинитами.

Основополагающими для понимания эволюции состава альпинотипных гипербазитов в истории земной коры являются данные по рифтовым зонам океанических хребтов, определенно констатирующие тот факт, что уже на первых этапах внедрения гипербазитов в нижние горизонты земной коры их вещество испытывает интенсивное преобразование, выражающееся в гидратации пород. Сформированное при высоких давлениях и резко восстановительной среде верхней мантии вещество альпинотипных гипербазитов, внедренное на уровень коры, по отношению к ее физико-химическим параметрам становится системой неравновесной и в силу этого неустойчивой. Поскольку в земной коре господствуют окислительные процессы, мантийный субстрат в первую очередь испытывает окисление [1], выразившееся в массовой серпентинизации гипербазитов в рифтовых зонах океанов. Проявление ее есть отражение приспособления мантийного вещества к новым для себя коровым условиям, стремление его прийти с ними в равновесное состояние.

В результате в дальнейшем развитии складчатой структуры альпинотипные гипербазиты участвуют уже не в своем первозданном виде, а в интенсивно гидратированном состоянии. Пассивные в коре гипербазиты в ходе ее эволюции испытывают те же воздействия, которые претерпевают вмещающие их осадочно-вулканогенные образования под влиянием процессов складчатости, метаморфизма и более поздней магматической деятельности. Очевидно, что при этом направленность превращений гидратированного субстрата (скорость и специфика реакций его преобразования) будет, естественно, другой, нежели та, если бы изменениям подвергался непосредственно первичный пироксен-оливиновый состав. Это вытекает из особенностей кристаллической решетки серпентина и его термодинамических свойств (рыхлость структуры минерала, существенно ионный характер связей в ней катионов и анионов, чувствительность к тепловому воздействию при стабильности давления).

Исходя из кристаллохимических особенностей серпентинов, мы провели эксперименты по нагреванию серпентинита в различных температурных режимах и меняющейся по химическому составу среде. Условия опытов моделировали случаи, возможные при воздействии на серпентиниты контактового и регионального метаморфизма, т. е. процессы, которым главным образом они подвергаются в земной коре в ходе ее геологической истории. Целью исследований были установление температурного порога реакций дегидратации природных серпентинитов и изучение образующихся при этом кристаллических фаз в зависимости от времени нагрева матрицы, присутствия минерализаторов и степени замкнутости системы. Подобные эксперименты в связи с изучением процесса серпентинизации и областей устойчивости в поле P - T -условий отдельных разновидностей серпентиновых минералов многочисленны и хорошо известны. Было показано, что при нагревании серпентинов свыше 500°C на воздухе легко протекают реакции дегидратации с образованием кристаллических фаз оливина и пироксена. При этом полная перестройка структуры серпентинов и кристаллизация оливина, по данным термического анализа, происходят в пределах $780\text{--}820^{\circ}\text{C}$, ромбического пироксена — $790\text{--}830^{\circ}\text{C}$ и зависят от совершенства структуры минерала (чем менее совершенна структура серпентина, тем ниже температура) [11].

В последнее время установлено, что явление вторичного оливинообразования за счет дегидратации серпентина в природных объектах распространено довольно широко. Геологические наблюдения позволили предположить, что этот процесс мог протекать при температуре ниже 780°C . Для проверки выдвинутого положения и было проведено экспериментальное изучение реакции дегидратации серпентинита в условиях, близких к природным [8]. В результате анализа полученных данных установлено следующее:

1. Направленность и протекание дегидратации серпентинита зависят от температуры, окислительно-восстановительного потенциала среды, в которой идет реакция, степени замкнутости системы и времени теплового воздействия. В зависимости от сочетания этих факторов и состава матрицы образуются кристаллические фазы, описывающие дунитовые или гарцбургитовые парагенезисы минералов в природных объектах.

2. Температурный порог дегидратации контролируется присутствием минерализаторов и временным фактором, влияние которого в определенных условиях является решающим. Реализация реакции осуществляется в интервале $500\text{--}700^{\circ}\text{C}$. Температура появления кристаллических фаз оливина и пироксена заметно снижается при наличии катализаторов (щелочей): она тем ниже, чем больше выдержка нагрева. При этом в присутствии щелочей и длительном воздействии температуры образуется гарцбургитовая ассоциация вторичных минералов, а в нейтральной среде — дунитовый парагенезис.

На фоне отмеченных закономерностей обращает на себя внимание изменение железистости вторичного оливина по отношению к железистости серпентина, по которому он образуется. Как показал анализ, это связано с окислительно-восстановительным режимом протекания реакции и в восстановительных условиях приводит к кристаллизации более железистых разновидностей оливина, а в окислительных — магнезиального.

Результаты экспериментов подчеркивают необходимость диагностики подобных вторичных оливинов в природных объектах. Такие исследования были проведены ранее и показали, что оливины, образованные в процессе дегидратации, характеризуются рядом особенностей, позволяющих отличать их от оливинов магматического генезиса. К ним относятся специфическая форма выделения, пониженные содержания NiO, присутствие следов щелочей, CaO и Al_2O_3 (не всегда), наличие твердофазных включений, представленных серпентинами, хлоритами, амфиболами, пироксенами, магнетитом и даже каолинитом [2, 5, 7 и др.], а в пегматоидных разновидностях — присутствие газовой-жидких включений, в составе которых преобладают H_2O и CO_2 [10]. Однако более надежно вторичная природа оливинов доказывается наличием в их структуре иона Fe^{3+} , устанавливаемого методом ЭПР и указывающего на кристаллизацию минерала в окислительных условиях. В то же время в оливинах магматического генезиса из пород ряда меймечит — пикрит, образующихся в резко восстановительной обстановке верхней мантии, этот катион в структуре минерала отсутствует [8, 9].

Следует подчеркнуть одну из основных особенностей оливина альпинотипных гипербазитов, имеющую планетарный характер. Она выражается в выдержанности его состава для основной массы пород (дунитов и гарцбургитов), в которых оливин имеет одинаковую железистость, колеблющуюся в узком интервале содержаний FeO — 6—10 вес. % [6]. Подобное постоянство состава оливина при разнородности мантийного субстрата по латерали невозможно объяснить с позиций магматического происхождения пород альпинотипных гипербазитов.

Полученные экспериментальные данные и детальные исследования оливинов из природных объектов позволяют по-новому подойти к оценке фактического материала по альпинотипным гипербазитам. Как следует из проведенных опытов, процесс дегидратации серпентинитов легко реализуется в температурном режиме зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, не говоря уже об условиях, возникающих на кон-

такте серпентинитов или серпентинизированных разностей гипербазитов с прорывающими их интрузиями габброидов и гранитоидов.

Исходя из этого и учитывая те преобразования, которые испытывают в процессе развития складчатой структуры осадочно-вулканогенные отложения, вмещающие гипербазиты, можно утверждать, что в ходе эволюции коры первичное мантийное вещество альпинотипных гипербазитов претерпело по крайней мере три этапа изменений. Схематически это можно изобразить так: 1) оливин — серпентин (первичная серпентинизация мантийного вещества при внедрении его в нижние горизонты коры), 2) серпентин — оливин (дегидратация серпентинитов под воздействием более позднего магматизма и процессов метаморфизма), 3) оливин — серпентин (серпентинизация под воздействием низкотемпературного (ниже 300°C) регионального метаморфизма) [3].

Эти этапы отражают процессы приспособления глубинного мантийного вещества к изменяющимся физико-химическим условиям в ходе созревания коры и неизбежны в силу особенностей структуры минералов гипербазитов и их термодинамических свойств. Проявления их обуславливают региональные особенности минерального, петро- и геохимического состава пород в массивах альпинотипных гипербазитов и должны учитываться при петрологическом анализе.

Итак, на современном эрозионном срезе состав пород массивов альпинотипных гипербазитов в значительной степени является новообразованным по отношению к тому мантийному веществу, из которого они образовались. При этом, чем более длительной и активной была эволюция гипербазитов в земной коре, тем больше наблюдаемый их состав отличается от первоначального. Следовательно, породы гипербазитов в коровых условиях не могут рассматриваться как аналог вещества верхней мантии. Эту взаимосвязь возможно интерпретировать лишь в рамках подобия или гомологических закономерностей [4]. Сами же породы альпинотипных гипербазитов в разрезах складчатых областей нужно рассматривать как глубокометаморфизованные продукты мантийного происхождения, состав и строение которых всецело зависят от интенсивности и характера испытанных ими превращений. Преобразование состава вещества альпинотипных гипербазитов по схеме первичный гипербазит — серпентинит — регенерированный гипербазит — серпентинит всегда осуществляется лишь на первом этапе, т. е. на уровне первичный гипербазит — серпентинит (рифтогенная стадия). Полиэта реализации последующих циклов изменения зависит от геологической обстановки и той тектонической истории, которую серпентинизированные гипербазиты первой стадии претерпели в ходе эволюции складчатой структуры. Поэтому главная цель изучения вещественного состава конкретных объектов — установление того, с каким серпентином и какими оливинами и пироксенами имеют дело исследователи. В этой связи выработка критериев распознавания природы этих минералов — задача первостепенной важности, которая позволит приблизиться к расшифровке генезиса таких оригинальных для земной коры и в достаточной степени еще загадочных образований, какими являются альпинотипные гипербазиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Велинский В. В. Серпентинизация гипербазитов (новые представления о природе процесса). — Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 52—62.
2. Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. — Новосибирск: Наука, 1979. — 264 с.
3. Велинский В. В. Метаморфогенная природа альпинотипных гипербазитов (обсуждение экспериментальных данных). — Геол. и геофиз., 1986.
4. Велинский В. В. О принципе гомологии в минералогии и петрологии. — В кн.: Методологические исследования в геологии и геофизике. Новосибирск: Наука, 1986.
5. Велинский В. В., Банников О. Л. О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов. — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 40—61.

6. Велинский В. В., Банников О. Л. Оливины альпинотипных гипербазитов.— Новосибирск: Наука, 1986.
7. Велинский В. В., Банников О. Л., Ковязин С. В. Состав минералов гипербазитов Западного Саягиена (Тува).— В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 54—74.
8. Велинский В. В., Ковязин С. В., Банников О. Л. Дегидратация серпентина и роль вторичного минералообразования в гипербазитах.— Геол. и геофиз., 1983, № 6, с. 78—85.
9. Велинский В. В., Щербакова М. Я., Васильев Ю. Р. ЭПР как метод для диагностики генетической природы оливинов.— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 1, с. 183—186.
10. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука, 1982.— 105 с.
11. Термический анализ минералов в горных породах.— Л.: Недра, 1974.— 180 с.

В. П. КОСТЮК, Т. Ю. БАЗАРОВА, Л. И. ПАНИНА

ЭВОЛЮЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ РАСПЛАВОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ]

В настоящее время широко развиты представления о процессах метасоматоза и магматического замещения, приводящих к образованию практически всех важнейших типов щелочных пород. На основании имеющегося фактического материала мы утверждаем, что такие явления, если и имели место, в общем процессе формирования щелочных пород не играли определяющей роли, носили локальный характер и проявлялись только на последних стадиях кристаллизации щелочных расплавов.

Уже первые данные, полученные при термометрическом изучении первичных газово-жидких включений в нефелине из миаскитов Ботогола, позволили сделать вывод о магматической природе этого минерала ($T_{\text{гом}} = 850\text{—}800^\circ\text{C}$). Дальнейшие исследования доказали магматическое происхождение и таких массивов, как Ильменский, Вишневогорский, Октябрьский, Ловозерский [1], Сыннырский [11], а также щелочных пород Витимского плоскогорья и Джидинского района [12, 13]. Тогда же были получены первые сведения о нижних пределах давлений в кристаллизующейся щелочной магме [1].

Новый этап исследований связан с изучением расплавных включений в породообразующих минералах щелочных и щелочно-земельных горных пород [9], подтвердившим магматическую природу большинства типов изверженных горных пород в складчатых и платформенных областях. Это чрезвычайно важно для плутонических пород, поскольку высокие P - T -параметры, определяемые для большинства породообразующих минералов методами минералотермометрии, исключают различного рода необоснованные гипотезы о ведущей роли магматического замещения, нефелинизации и пр. в формировании главных серий щелочных и щелочно-земельных пород.

Для установления определяющей роли магматических процессов в формировании щелочных пород необходимо рассмотреть возможности и место появления исходных расплавов и последующую их эволюцию. В этом плане важно мнение о том, что «...всюду за очень редкими исключениями вулканизм выступает как „сквозьпоровый“ процесс. Всюду очаги питания вулканов лежат за пределами земной коры — в верхних частях мантии» [4]. Это представление о вероятности генерации не только основных магм при частичном их выплавлении из мантийного субстрата, но и кислых производных, образующихся в процессе дифференциации базальтоидов в подкорковых условиях, не лишено основания. Возможные пути такого процесса описаны В. С. Соболевым [9].

Уже на ранних этапах изучения расплавных включений в породообразующих минералах кислых вулканитов [9, 10] были установлены верхние пределы температур кристаллизации кварца ($1320\text{—}1370^\circ\text{C}$), санидина

(1200—1290°C), плагиоклаза (1350°C), клинопироксена (1290°C). Они практически исключали возможность образования кислых расплавов за счет анатексиса или ассимиляции в пределах земной коры. Предполагалось их выплавление из базальтового субстрата, но, вероятнее всего — это дифференциация последнего.

Примером такой дифференциации базальтовых расплавов с образованием комагматической серии базальт — андезит — риолит может служить Исландия, где в пределах океанической коры невозможна ассимиляция сиалического материала. Здесь появляются риолиты с температурами кристаллизации кварца и калишпата 1200 и 900°C соответственно. По содержанию высокоплотной CO_2 во включениях рассчитанная глубина кристаллизации вкрапленников составляет 10—15 км. При максимальной мощности земной коры в Исландии 9—10 км [5] дифференциация базальтового расплава должна была осуществляться уже в пределах верхней мантии. Аналогичные процессы описаны для влк. Хангар на Камчатке. Возникновение липаритодацитовых пород в экструзивных куполах и пемзовых потоках объясняется [9] процессом дифференциации базальтового расплава в промежуточном очаге, а не ассимиляцией корового материала.

Изучение составов включений расплава, ставшее возможным с использованием рентгеноспектральных микроанализаторов, открыло путь к выяснению эволюции составов магматических расплавов и решению некоторых вопросов, связанных с дифференциацией базальтовых магм. Суть подобных исследований основана на следующем.

Захваченные в процессе кристаллизации ранних минералов капельки расплава представляют собой идеальные закрытые микросистемы, состав которых близок к исходному расплаву, лишенному некоторого количества компонентов, связанных в кристаллизующихся породообразующих минералах. По мере снижения температуры происходит раскристаллизация расплава во включениях. Нераскристаллизованными в виде стекла остаются последние наиболее вязкие и низкоплавкие его порции — конечные продукты кристаллизационной дифференциации. В некоторых случаях по включениям различной степени раскристаллизованности можно проследить постепенное изменение состава расплава от почти исходного до остаточного [2]. В тех случаях, когда отсутствуют стекловатые включения природной закалки для поэтапного сравнения составов расплава в процессе его раскристаллизации, экспериментально создаются стекловатые включения путем гомогенизации раскристаллизованных включений и последующей их закалки, после чего сравниваются составы первичных закаленных стекол с остаточными в частично раскристаллизованных включениях.

Проведенные исследования показали, что во включениях дифференциация щелочных базальтовых расплавов идет в направлении обогащения SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O при одновременном снижении MgO , FeO и CaO и более или менее стабильном содержании Na_2O . Остаточный расплав из базальтового становится щелочно-алюмосиликатным (рис. 1) [2]. В качестве классического макропримера подобного рода дифференциации можно представить Ломамский массив щелочных габброидов [11], где в процессе кристаллизации состав пород изменяется от слюдистого перидотита до псевдолейцитового сиенита (рис. 2).

Несколько иная картина наблюдается при дифференциации андезитобазальтового расплава, где изменение также идет в направлении значительного обогащения остаточного расплава SiO_2 и снижения содержания MgO , FeO и CaO , однако содержания глинозема и щелочей не меняются (рис. 3) [3].

Приведенные материалы подтверждают представления о возможности образования из базальтовой магмы кислых и щелочных дифференциатов.

Дальнейшие исследования способствовали познанию природы весьма своеобразных кальсилит-ортоклазовых пород — сынныритов. Породы эти настолько необычны по своему ультракалиевому составу, что им нет аналогов среди известных представителей магматических пород. Исследователи Сыннырского плутона допускают существование особых ультракалие-

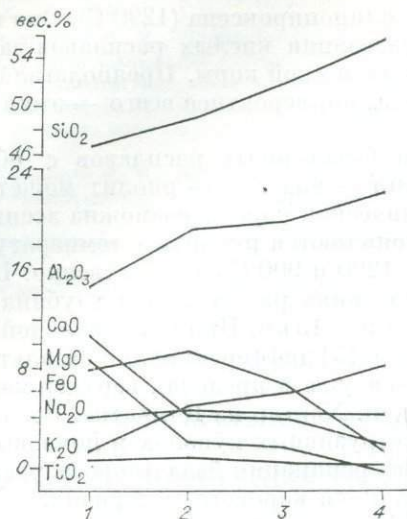


Рис. 1. Стадийное изменение состава щелочного расплава в процессе его раскристаллизации. 1 — щелочной базальт; 2 — I и 3 — II стадии; 4 — остаточное стекло.

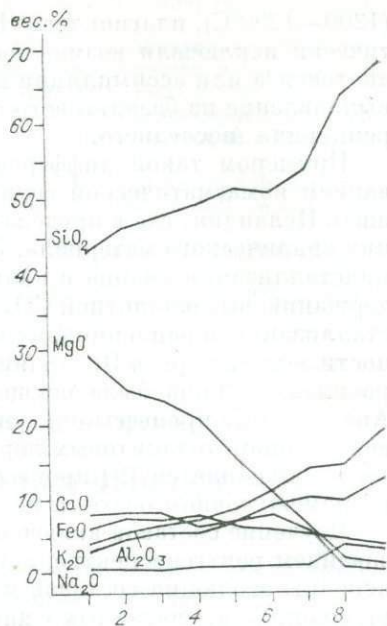


Рис. 2. Изменение состава пород Ломамского массива в процессе кристаллизационной дифференциации.

1 — слюдястый перидотит; 2—4 — миссуриты; 5, 6 — шонкиниты; 7 — фергусит; 8, 9 — остаточные стекла из включений расплава в оливине.

вых расплавов [6] или привлечение процессов весьма интенсивного калиевого метасоматоза. На наш взгляд, более вероятным является процесс все той же дифференциации щелочно-базальтовой магмы, протекавший в специфической геологической обстановке [12]. В природных условиях процесс кристаллизационной дифференциации, по-видимому, редко протекает до конца, и лишь в исключительных случаях конечные продукты дифференциации калиевых базальтоидов в магматическом очаге могут приобрести специфический состав остаточных стекол во включениях. Сынныриты (SiO_2 — 55%, Al_2O_3 — 22, K_2O — 18—19%) — их единственный аналог. Это позволило высказать соображение о том, что лишь в исключительных тектонических условиях возможно возникновение замкнутых магматических камер — макроаналогов включений минералообразующих сред в минералах. В процессе длительной и спокойной дифференциации щелочной базальтовой магмы в подобных условиях могли возникнуть остаточные расплавы, давшие сынныриты. Блоки шонкинитов, фергуситов,

керсутитовых мончикитов и камптонитов, нередко перемежающихся с сынныритами, также свидетельствуют о том, что указанный процесс здесь был тесно связан с гравитационной отсадкой мафической фракции [12].

В большинстве материалов последних лет, отмечающих своеобразие природы щелочных пород калиевой специализации, подчеркивается наиболее глубинное происхождение калиевой ветви

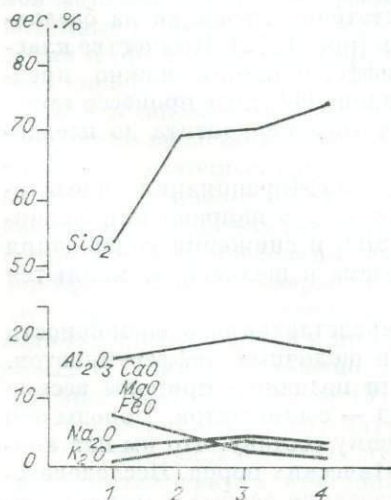


Рис. 3. Изменение состава андезитобазальтового расплава в процессе его раскристаллизации.

1 — валовой состав; 2 — остаточное стекло включений в ортопироксене; 3, 4 — остаточные стекла включений разной степени раскристаллизации в клинопироксене.

по сравнению с натриевыми типами щелочных пород, вероятнее всего имеющих коровое происхождение (за исключением натровых базальтов). Действительно, верхнепалеозойский Сыннырский плутон располагается в пределах Байкальского рифта.

В качестве некоторых общих особенностей рифтового магматизма на континентах, помимо существенно повышенной калийности базальтов, отражающейся в появлении модалного или нормативного лейцита, укажем: 1) почти повсеместное обнаружение в щелочных базальтах барофильных мегакристов клинопироксена (реже ортопироксена), магневого граната, флогопита, керсутита и санидина, а также нодулей ультрабазитов типа шпинелевых и пироповых перидотитов, лерцолитов, верлитов, гарцбургитов. Химизм минералов в гранатовых лерцолитах, за исключением меньших содержаний хрома, аналогичен таковому в нодулях гранатовых ультрабазитов, выносимых кимберлитовой магмой; 2) наличие крайне основных ультракалийевых разновидностей пород ряда катунгит — мафурит — угандит (камкфугитов), представляющих собой базитовый член лампроитов; 3) высокие температурные параметры кристаллизации лейцита (1250—1230°C) и клинопироксена (1140—1120°C). Все эти данные свидетельствуют о большей глубинности формирования высококалийевых базальтовых расплавов по сравнению с расплавами иных петрографических типов щелочных горных пород*. И если дифференциация толентовых базальтов с натриевой специализацией, вероятнее всего, обусловила образование насыщенных кремнеземом щелочных пород ряда андезит—липарит или их интрузивных аналогов, то подобный же процесс в калиевых базальтах сопровождался возникновением щелочных расплавов калиевой ветви. В высококалийевых членах этого ряда — фицроитах — наряду с лейцитом содержится флогопит и калиевый рихтерит, а для пород ультракалийевых характерна лейцит-кальсилитовая ассоциация.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. — М.: Наука, 1969. — 111 с.
2. Базарова Т. Ю., Костюк В. П., Кузнецова И. К. Состав дифференциатов щелочных базальтоидных расплавов. — Геол. и геофиз., 1982, № 10, с. 73—77.
3. Вавилов М. А., Базарова Т. Ю., Кузнецова И. К. Особенности кристаллизации андезито-базальтового расплава Хайрюзовского массива. — Геол. и геофиз., 1984, № 7, с. 137—141.
4. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. — М.: Наука, 1967. — 287 с.
5. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. — Л.: Недра, 1977. — 247 с.
6. Жидков А. Я. Ультракалийевая салическая ветвь интрузивных щелочных пород. — В кн.: Петрология. М.: Наука, 1980, с. 81—95.
7. Костюк В. П., Костюк Е. А. Калиевый щелочной магматизм континентов и его связь с мантийными процессами. — Геол. и геофиз., 1984, № 7, с. 70—79.
8. Костюк В. П., Базарова Т. Ю., Панина Л. И., Вавилов М. А. О дифференциации щелочных базальтоидов и возможном образовании высококалийевых природных расплавов. — Геол. и геофиз., 1986, № 2.
9. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов/Под ред. В. С. Соболева, В. П. Костюка. — Новосибирск: Наука, 1975. — 231 с.
10. Наумов В. Б., Поляков А. И. Термометрические условия кристаллизации вулканических пород базальт-риолитового ряда рифтовой зоны Исландии. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Наука, 1981, с. 125—126.
11. Панина Л. И. Минералогическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1972. — 127 с.
12. Панина Л. И. Образование высококалийевых богатых глиноземом расплавов. — Геол. и геофиз., 1983, № 4, с. 34—41.
13. Шаракшинов А. О. Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. — Новосибирск: Наука, 1975. — 155 с.

* Особое место в этом ряду занимают также весьма глубинного происхождения породы сложных ультраосновных щелочных комплексов, но мы их здесь не рассматриваем.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ И ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

К офиолитам мы относим пространственно совмещенные и разобщенные в пределах одной структурно-тектонической зоны складчатого пояса магматические члены классической офиолитовой триады с ассоциирующимися осадками, находящиеся в различных (преимущественно тектонических) взаимоотношениях друг с другом, обдуцированные на континентальный фундамент.

Нижняя мафит-ультрамафитовая часть разреза воссозданной последовательности пород офиолитовой ассоциации сложена гипербазитами, габброидами и породами полосчатого комплекса.

Ультрамафиты представлены различными по размерам пластинообразными телами гипербазитов, часто ассоциирующих с габброидами и составляющих часть зон серпентинитового меланжа или остатки надвиговых пластин и останцы кровли на более поздних гранитоидах. Они сложены главным образом серпентинизированными дунитами. Отмечаются серпентиниты по гарцбургитам и реже по лерцолитам. Геологические, термобарогеохимические и изотопные исследования показывают, что гипербазиты обычно представляют реститы [9, 11 и др.], выдвинутые в кору в виде практически неизменных пластин [12, 13 и др.], подвергавшихся метаморфизму совместно с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. Это противоречит их протрузивному характеру внедрения в виде серпентинитовых тел, образовавшихся на высокотемпературном этапе стадии становления.

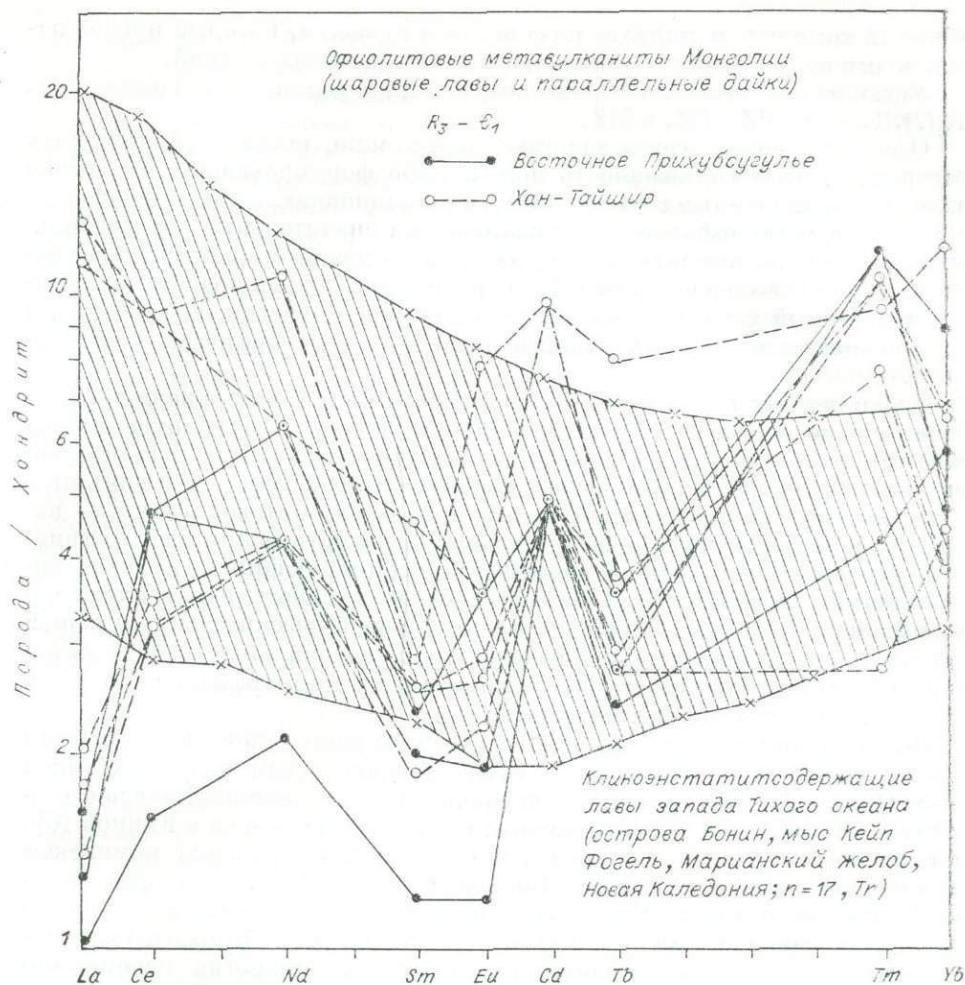
Габброиды пространственно тесно связаны с ультрамафитами, с которыми чаще всего имеют тектонические контакты, реже интрузивные. Температура гомогенизации расплавных включений примерно 900°C, что подтверждает их кристаллизацию в коровых условиях. В строении массивов участвуют породы, представляющие ряд габбро — габбро-диориты — диориты. Преобладают габбро-диориты. Встречаются оливинсодержащие роговообманковые габброиды и габбро-пегматиты.

Полосчатый комплекс выделяется в качестве совокупности переходных зон варьирующей мощности. Обычно он фиксируется в зоне тектонических контактов гипербазитов и габброидов.

Многие считают, что породы полосчатого комплекса имеют контактово-реакционное происхождение. Не исключается и магматический генезис хотя бы части этих пород, на что указывает обнаружение нами расплавных включений в породах разных частей расслоенного комплекса.

Верхняя часть офиолитового разреза сложена лавами преимущественно основного состава часто с шаровой текстурой и (или) параллельными дайками с перекрывающими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, представленными глубоко-, мелководными и шельфовыми фациями преимущественно окраинно-морской и островодужной обстановок. Они находятся в автохтонном и аллохтонном залегании и пространственно тесно ассоциируют с линейными телами ультрамафит-мафитов. В пределах отдельных пластин они нередко контактируют по тектоническим поверхностям либо с габброидами, либо с серпентинизированными гипербазитами. Строение пластин индивидуально, состав лав сильно варьирует.

Петрохимический анализ лав и параллельных даек офиолитовых комплексов выявил разнообразие типов вулканических пород, представленных различными толеитовыми, известково-щелочными и щелочными сериями, а также специфической серией низкотитанистых высокомагнезиальных пород — бонинитов [1—3]. Последние по геохимическим характеристикам, а также низкому уровню концентраций редкоземельных элементов и характеру их распределения аналогичны бонинитам Марианского



Вариации состава редкоземельных элементов в бонинитах различных офиолитовых зон Монголии и их аналогов в современном океане [4].

желоба, островов Бонин, Папуа — Новая Гвинея, Новая Каледония и др. (см. рисунок).

Офиолитовые комплексы представляют собой остатки палеоокеанической коры и большинство из них, в первую очередь комплексы с сериями параллельных даек, были образованы через спрединг. Тождество разреза океанической коры с офиолитовым фактически подтвердила скв. 504В в Костариканском рифте, вскрывшая не только толщу толеитовых базальтов, но и комплекс параллельных даек низов второго слоя.

Редкие офиолитовые комплексы с лавами, сопоставимыми с базальтами срединно-океанических хребтов, небольшие объемы окраинно-морских толеитов в одних комплексах и значительные — известково-щелочных серий в других лучше всего согласуются с преобладающим формированием в обстановке окраинный бассейн — островная дуга. Более того, обнаружение в параллельных дайках рифейских офиолитов бонинитов и пород известково-щелочной серии [1—3], подтвержденное другими исследователями для разных возрастных уровней, свидетельствует о сложной эволюции палеоокеанов. В таких офиолитах, видимо, следует различать два этапа формирования. Более ранний связан с образованием собственно океанической коры (прежде всего мафит-ультрамафитового комплекса), которая в более поздний этап эволюции палеоокеана выступает в качестве меланократового фундамента зарождающихся островных дуг. Бонинитовый

дайковый комплекс маркирует начало этого процесса, который продолжается, в основном, формированием известково-щелочных серий.

Установлено несколько разновозрастных офиолитовых комплексов: $PR_1(?)$, R_3 — V, PZ_1 , PZ_2 и MZ .

Офиолиты почти всегда залегают аллохтонно, нередко обнаруживая пространственную сближенность пород, либо формировавшихся в резко различных и удаленных геотектонических обстановках, либо отличающихся степенью метаморфизма. Это указывает на значительные горизонтальные перемещения, амплитуда которых вряд ли может быть оценена объективно. Однако большие масштабы перемещения правдоподобны: например, надвиговый характер мантийных эклогитов Норвегии, выдвинутых в виде сравнительно мощных пластин в коровые метаморфические образования.

Среди метаморфических процессов, связанных с формированием офиолитов, можно выделить: 1) высокотемпературную регрессивную стадию этапа становления изверженных пород океанической коры; 2) этап сравнительно кратковременного регионального метаморфизма в условиях преимущественно зеленосланцевой и глаукофан-лавсонитовой фаций — наложенного регрессивного — по отношению к магматическим членам триады и прогрессивного — по отношению к ассоциирующимся вулканогенно-осадочным породам; 3) проявление более высокотемпературного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации в специфических зонах высокой тектонической активности с образованием узколокальных габбро-амфиболитов, ортоамфиболитов и т. д.; 4) контактовый метаморфизм, вызванный внедрением более поздних интрузий.

Формационный анализ эталонных зеленокаменных поясов с возрастом 3,5—2,7 млрд. лет обнаруживает существование среди них двух типов [5—8, 10 и др.]. Раннеархейские (первичные) зеленокаменные пояса с возрастом 3,5 млрд. лет немногочисленны: Барбертон и Себаква в Южной Африке, провинция Пилбара в Австралии, бугский и аульский комплексы Украинского щита, бесединский Воронежского массива, беломорская серия Балтийского щита. Наиболее характерная черта — наличие типичных ультраосновных лав — коматиитов. Наблюдаются относительно маломощные существенно вулканические толщи неоднократно перемежающихся ультраосновных коматиитов и толеитовых базальтов, близких океаническим низкокальциевым толеитам. Часто наблюдаются циклические вариации от тонких ультраосновных потоков до мощных основных в каждом цикле. Характерна расслоенность ультрамафических лавовых потоков с выделением кумулятивных частей и собственно коматиитов, к которым относятся лишь некумулятивные ультрамафитовые разновидности с четко проявленной закалочной структурой. Ультрамафит-мафитовая интрузивная фация практически отсутствует. Встречаются редкие прослои кислых туфов, железисто-кремнистых пород, известняков. Метаморфизм пород хорошо изученных и обнаженных раннеархейских поясов не превышает эпидот-амфиболитовой (редко амфиболитовой) фации. На древних щитах Русской платформы предполагается гранулитовая фация.

Вторая группа позднеархейских (вторичных) зеленокаменных поясов с возрастом ~2,7 млрд. лет более многочисленна: Белингве в Южной Африке, Камбалда и др. в провинции Йилгарн Австралии, Абитиби и др. в провинции Сьюперьор Канады, многие зеленокаменные ассоциации Балтийского щита, Воронежского массива, Днепровский пояс Украины и др. Мощные, по 30 км, толщи чередующихся вулканогенных и осадочных пород благодаря широкому проявлению надвигов образуют покровные комплексы с тектонически повторяющимся стратиграфическим разрезом. Тектонически не повторяющиеся зеленокаменные разрезы редки. Ультрамафитовые коматииты с подчиненными толеитовыми базальтами океанического типа тяготеют к низам разреза, базальты и андезиты толеитовых серий окраинно-морского и островодужного типа — к его средней части, а дифференцированные известково-щелочные серии — к верхам. Последние не являются полными аналогами фанерозойских известково-щелочных

серий, хотя и обнаруживают большое сходство с близкими породами островодужных систем. Ассоциирующиеся мелководные осадки представлены железисто-кремнистыми породами, черными сланцами, грубозернистыми кластическими осадками, включающими конгломераты и нередко содержащими продукты размыва сиалического материала. Глубоководные пелагические осадки отсутствуют, известняки редки.

В отличие от раннеархейских поясов широко развита ультрамафит-мафитовая интрузивная фация, образованная редкими крупными стратиформными ритмически расслоенными магматическими комплексами и многочисленными телами небольших размеров — силлами, дайками, пластовыми и неправильными линзообразными залежами, также, как правило, расслоенными. Таким образом, наиболее распространенный тип интрузивных пород — ультрамафит-мафитовые кумулятивные образования — от дунитов и гарцбургитов до пироксенитов, таббро и анортозитов. Подавляющая часть мелких согласных тел расслоенных плутонических пород синхронна с вулканическим процессом и, несмотря на резкие контакты, не обнаруживает контактового воздействия на смежные породы. Крупные стратиформные интрузии часто бывают постскладчатыми, резко секущими, содержат ксенолиты вмещающих пород и сопровождаются метровыми контактными ореолами пироксенитовых роговиков. Степень регионального метаморфизма различна — от пренит-пумпеллиитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Указания на более интенсивный гранулитовый метаморфизм пород зеленокаменных поясов Русской платформы требуют дополнительной петрологической аргументации.

В противоположность четкой приуроченности ультрамафитовых респитов и расслоенных ультрамафит-мафитовых комплексов к низам офиолитового разреза в зеленокаменных поясах ультрамафитовые и мафитовые кумулятивные интрузии появляются на разных стратиграфических уровнях. Типичный комплекс параллельных даек отсутствует, но стадия рифтообразования в земной коре иногда маркируется сериями сближенных даек (Украинский щит, по данным скважин). Вместе с тем наблюдается геохимическое сходство изверженных пород рассматриваемых поясов с сериями офиолитовых вулканитов и вулканических пород современных океанических обстановок. Не исключено, что вторичные зеленокаменные пояса с характерными для них сочетаниями коматитовых, различных толеитовых и известково-щелочных серий, подобно офиолитам с параллельными дайками бонинитов и широким развитием известково-щелочных пород, прошли сложную многоэтапную эволюцию по сравнению с более «примитивными» первичными зеленокаменными поясами.

Детальное изучение взаимоотношений между зеленокаменными комплексами и окружающими гранитогнейсами обнаруживает тектонические контакты между ними, а фрагменты зеленокаменных поясов рассматриваются как реликтовые тектонические покровы, уцелевшие от поглощения в процессе прогрессирующего гранитообразования [10].

Комплекс данных по архейским зеленокаменным поясам соответствует палеоокеанической обстановке сравнительно мелководных бассейнов типа за- или интрадуговых, возможно начинающих свое развитие со стадии рифтообразования. По формирующимся в них сериям изверженных и осадочных пород они аналогичны некоторым тектоническим обстановкам современных океанов и, очевидно, представляют собой протоокеанические бассейны в архее.

Итак, в образовании коры океанического типа на разных возрастных уровнях фиксируются сходные тенденции развития литосферы. Сохраняя общую направленность развития в пределах каждого этапа, они обладают рядом характерных отличительных признаков, связанных с изменением состава и теплового режима верхней мантии. Это отражено в смене протоокеанической коры архейских зеленокаменных поясов палеоокеанической корой протерозойских и фанерозойских офиолитовых зон и в эволюции вулканизма, что связано также с изменением глубины плавления пород. Глобальной закономерностью эволюции состава вулканизма является уве-

личение объема пород с преобладанием известково-щелочного тренда. Это доказывается появлением примитивных известково-щелочных серий во вторичных зеленокаменных поясах (по сравнению с первичными) и возрастанием роли известково-щелочных серий в фанерозойских офиолитах, а также сменой коматиитового с толеитовым трендом вулканизма зеленокаменных поясов бонинитовым с известково-щелочным трендом в офиолитах. Важной особенностью меланократовой коры является изменение состава и характера проявления ультраосновного магматизма от статистически преобладающего ультрамафитового коматиитового вулканизма в первичных зеленокаменных поясах через сопряженные ультрамафитовый вулканизм, перидотитовый и анортозитовый интрузивный магматизм во вторичных зеленокаменных поясах до чрезвычайно редких проявлений ультраосновного коматиитового вулканизма и преимущественного развития дунит-гарцбургитовых рествитов главным образом в виде тектонических пластин в фанерозойских офиолитах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кепежинские В. В. Известково-щелочные параллельные дайки офиолитов как признаки интрадугового спрединга. — Докл. АН СССР, 1984, т. 278, № 3, с. 700—703.
2. Кепежинские К. Б., Кепежинские В. В., Томурхуу Д. и др. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии. — В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985, с. 19—31.
3. Кепежинские К. Б., Дагис Л. А., Зоркина Л. С., Прусевич Н. А. Химизм метавулканитов офиолитовых комплексов как индикатор палеоокеанических обстановок. — Геол. и геофиз., 1984, № 2, с. 11—24.
4. Кепежинские В. В., Кепежинские К. Б., Бобров В. А., Пархоменко В. С. Геохимия вулканогенных пород метаофиолитовых формаций Монголии и условия образования палеоокеанической литосферы. — В кн.: Редкие элементы в базитах и гипербазитах. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1985, с. 4—26.
5. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983. — 390 с.
6. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983. — 215 с.
7. Ранняя история Земли. — М.: Мир, 1980. — 620 с.
8. Фомин А. Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. — Киев: Наукова думка, 1984. — 232 с.
9. Щербаков С. А., Савельева Г. Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн. — Геотектоника, 1984, № 2, с. 86—97.
10. Archean Geology. Second International Symposium Perth, 1980/Ed. J. E. Glover, D. I. Groves. Spec. Public. N 7, Geol. Soc. of Australia Incorpor, 1981. — 515 p.
11. Beccaluva L. Petrology of lherzolitic rocks from the Northern Apennine ophiolites. — Lithos, 1984, v. 17, N 4, p. 299—316.
12. Nicolas A., Dupuy C. Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites. — Tectonophysics, 1984, v. 110, N 3—4, p. 177—187.
13. Wenner D. B., Taylor H. P. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environment and continental ophiolite complexes. — Amer. J. Sci., 1973, v. 273, N 3, p. 207—239.

Н. Л. ДОБРЕЦОВ, К. Б. КЕПЕЖИНСКАС

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

В методологическом отношении выделение метаморфических формаций завершает изучение геологических формаций, среди которых закономерен ряд: магматические → осадочные (и смешанные вулканогенно-осадочные) → метаморфические → рудные. Формационные геологические тела для магматических и метаморфических ассоциаций определяются по тем же признакам: состав и петрографические особенности, фиксирующие их генезис (тип метаморфизма). Постановка вопроса о первичности или вторичности тех или иных формаций зависит только от целей исследования.

В общегеологическом аспекте наиболее важны цели геологического картирования. Формационный подход необходим при картировании глубокометаморфизованных толщ раннего докембрия. Формационные карты здесь являются разновидностью геолого-петрографических карт. Для тех районов, где этот подход применялся давно (например, Финляндия, Швеция), геологические тела, выделяемые на карте, практически не изменились за 100 лет картирования [9]. Уточнялся лишь их возраст и генетические взаимоотношения. Для наших районов, например для Алданского щита, карты, составляемые разными авторами, резко различаются. Как уже отмечалось [3], при картировании таких толщ из-за их сложной дислоцированности, разной степени проплавления (гранитизации) и отсутствия четких критериев сопоставления с нормативными осадочными или вулканическими породами недостаточно чисто стратиграфического подхода.

Построение формационной карты Алданского щита и отдельных ее фрагментов [4] позволило установить, что здесь, как и на Балтийском щите, древнейшими породами «фундамента» оказались эндербитовая и чарнокитовая формации. Первая, подобно формации серых гнейсов, имеет андезитовый состав и трактуется авторами как древнейшая протокора, сформировавшаяся аналогично современной океанической коре, но из первичной неистощенной и высоководной мантии. Вопрос о чарнокитовой (гранитоидной) коре более сложен. Является ли она результатом ранней дифференциации той же андезитовой коры (или верхов ее разреза), или существовал способ «первичного» формирования гранитоидной коры — выяснится при изучении внутренних особенностей самих формаций.

Другой вопрос — о соотношении «первичного» состава протолитовых формаций с особенностями метаморфизма — обсуждается М. Л. Соминим и Н. Л. Добрецовым на примере эклогит-глаукофансланцевых и глаукофансланцевых формаций. Сделан вывод, что формации, связанные с континентальной или переходной корой, характеризуются наиболее высокими давлениями. Этот существенный для моделей их формирования момент объясняется (в пределах модели субдукции — обдукции) наибольшей скоростью обдукции (выведения на поверхность) именно энспалических чешуй.

В металлогеническом аспекте, как уже отмечалось, задача выявления связи состава и особенностей метаморфизма толщ с факторами, контролирующими метаморфогенное оруденение, полнее всего решается на основе формационного анализа. В настоящее время наиболее важны вопросы флюидного режима и окolorудных метасоматитов. Генетические проблемы метаморфогенного рудообразования и разработка соответствующих поисковых критериев в существенной мере сводятся к вопросам об источниках флюидов, их химизме, о мощностях потоков, формах и причинах их локализации. Непосредственные данные дает термобарогеохимическое изучение окolorудных пород, тесно связанных со многими сульфидными месторождениями. Классическими представителями этих окolorудных пород являются кордиерит-антофиллитовые породы ряда сульфидных месторождений Финляндии, Центральной Швеции, Канады, СССР и других районов земного шара, локализованных, как правило, в среднетемпературных докембрийских метаморфических комплексах андалузит-силлиманитового типа, а также ставролит ± дистен + роговообманковые породы — аналоги первых, но связанные с полиметаллическими месторождениями в докембрийских метаморфических комплексах дистен-силлиманитового типа (например, Холоднинское месторождение в Северном Прибайкалье).

Многие полагают, что эти полиметаллические месторождения относятся к эксталяционно-осадочному типу. Оруденение имело место после уменьшения интенсивного кислого пирокластического вулканизма. Все месторождения хотя бы частично деформированы и ремобилизованы. В целом они являются стратиформными в отношении вмещающих пород, хотя содержат отдельные рудные тела, которые частично секут и брекчируют боковые породы. Каждое месторождение имеет зоны изменения, представленные доло-

митизацией, окремнением, серпентинизацией или обогащенные железом и магнием.

По результатам хроматографического анализа состава флюидных включений в мономинеральных фракциях антофиллитов и кварцев из кордиерит-антофиллитовых околорудных пород ясно, что для всех образцов характерен существенно $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ -солевой состав включений с некоторой заметной долей CH_4 и в меньшей степени — H_2 и N_2 . Идет существенное (иногда в несколько порядков) обогащение CO_2 (и CO) флюида в пределах рудных тел по сравнению с безрудными образованиями. Детальные криометрические исследования позволили установить, что содержание метана в $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ -солевых включениях закономерно возрастает при переходе от безрудных вмещающих метаморфических пород ($X_{\text{CH}_4} = 0,02 - 0,05$) к породам из рудной зоны ($X_{\text{CH}_4} = 0,25 - 0,30$). Аналогичные тенденции в содержании CH_4 наблюдаются и в волюмометрических анализах индивидуальных включений при переходе от безрудных пород ($\text{CH}_4 \leq 1,0$ об.%) к образцам из рудной зоны ($\text{CH}_4 = 25-30$ об.%). Изучение индивидуальных включений, кроме того, показало усложнение фазового и компонентного состава включений в породах рудных зон. Совпадение результатов хроматографического, волюмо- и криометрического анализов подтверждает устойчивость и объективность данных.

На основании измеренных удельных объемов CO_2 определены величины $P_{\text{фл}}$ при метаморфизме данных пород. Выявлено также понижение $P_{\text{фл}}$ при переходе от безрудных пород к образцам из рудных зон. Если для первых $P_{\text{min}} = 3$ кбар, то в случае месторождений $P_{\text{max}} = 1,5-2,0$ кбар [5].

Выявленные закономерности наблюдаются и при изучении кварцев из вмещающих и околорудных пород, а также руд в пределах месторождений, локализованных в докембрийских комплексах дистен-силлиманитового типа. Так, на Холоднинском месторождении флюиду в целом помимо H_2O свойствен $\text{CH}_4 - \text{CO}_2$ -состав с заметным его усложнением и изменением количественных соотношений в пространстве. Для вмещающих пород и метасоматитов кислотного выщелачивания характерно появление в заметных количествах N_2 . Кроме того, отчетливо фиксируется увеличение содержания CH_4 и CO_2 в кварцах из пород рудной зоны и самих руд.

Оценка $P_{\text{фл}}$ в пределах месторождения фиксирует закономерное его понижение от 7,5—7,0 кбар для вмещающих безрудных пород, 5,5—4,0 кбар в околорудных метасоматитах до 4,0—3,0 кбар в самих рудных телах [6].

Высокие концентрации CO_2 в газовой-жидких включениях из минералов руд и околорудных пород другого минерального состава отмечены рядом исследователей [1,2 и др.]. Изучение валового состава пород на многих месторождениях показывает, что не только кордиерит-антофиллитовые и ставролит-роговообманковые, но и породы иного минерального и химического состава, непосредственно прилегающие к массивным сульфидным рудам (или вмещающие их), обеднены SiO_2 и щелочами и обогащены MgO , CO_2 и (или) H_2O .

Таким образом, оценка состава флюида по включениям в минералах, а также изучение валового состава околорудных пород, связанных с рядом сульфидных месторождений, локализованных в метаморфических комплексах различных давлений, обнаруживают обогащение пород в пределах рудных зон CO_2 , отчасти CH_4 и N_2 и усложнение фазового и компонентного состава включений. Это связано, скорее всего, не с различиями условий метаморфизма, а с первичными особенностями состава флюида в процессе переноса и отложения руд. В этом случае различия состава флюида должны существовать независимо от типа околорудных изменений [8 и др.].

Корреляция CH_2 , CH_4 (и вообще углерода) с рудами (независимо от эндо- или биогенного происхождения C) указывает на то, что CO_2 ($\pm \text{C}$ и его соединения) способствовала переносу и отложению рудных компонентов, приведших к формированию месторождений. Подобная корреляция зафиксирована, например, в осадочном процессе [10]. О конкретных фор-

мах переноса говорить пока трудно. Падение давления во флюиде, смещающемся к зонам разгрузки и стока (трещиноватость, замки складок и т. п.), ведет к сбросу рудного вещества. Такой механизм образования зон, обогащенных рудными компонентами, можно предположить в рассмотренных случаях.

В рудных зонах ряда железорудных, медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, приуроченных к докембрийским среднетемпературным метаморфическим формациям разной глубинности, часто отмечаются специфические кордиерит-антофиллитовые и ставролит-роговообманковые породы. Более того, в Канаде отчетливо пятнистые кордиерит-антофиллитовые породы («далматиниты») используются как непосредственный поисковый критерий на сульфидное оруденение. Вместе с тем аналогичные породы нередко не связаны с рудными месторождениями или заметной сульфидной минерализацией.

Следовательно, выявление генезиса этих пород и оценка возможностей использования их в качестве поискового критерия представляют не только значительный научный интерес, но имеют также большое практическое значение.

Для оценки кордиерит-антофиллитовых пород в качестве поискового критерия были изучены закономерности изменения состава антофиллитов из трех парагенетических типов: 1) «безрудных» пород, 2) полиметаллических и 3) железорудных месторождений. Установленные эмпирические закономерности изменения состава антофиллитов использовались для расчета дискриминантных функций, которые для типов 2—1 и 3—1 имеют вид [7]:

$$D_x = 1,96 \text{ Si} - 0,94 \text{ Al} + 1,86 \text{ Fe} - 20 \text{ Mn} - 0,31 \text{ Mg} - 4,93 \text{ Na}; \quad (1)$$

$$D_x = 4,44 \text{ Si} - 2,86 \text{ Al} - 2,34 \text{ Fe} - 30 \text{ Mn} + 2,33 \text{ Mg} - 16,41 \text{ Na} + 33,3 \text{ Ca}. \quad (2)$$

В качестве классификационных границ для уравнения (1) получена величина 13,0, а для уравнения (2) — 30. Эмпирические ошибки классификации по уравнению (1) составляют 20%, по уравнению (2) — 13%.

Теоретическое объяснение эффекта разделения по D_x заключается в зависимости изменения состава антофиллитов из кордиерит-антофиллитовых околорудных пород и их «безрудных» аналогов от вариаций PT -условий и в первую очередь величин P .

Информативными параметрами для ставролитов из ставролит-роговообманковых парагенезисов оказались содержания SiO_2 и MgO , а для валового состава пород — Na_2O . Околорудные ставролит-роговообманковые породы характеризуются пониженными содержаниями Na_2O (< 1 вес. %), а ставролиты в них имеют более высокое значение функции разделения $W_x = 0,496 \text{ SiO}_2 + 0,868 \text{ MnO} \geq 14,30...$ в отличие от аналогичных пород из безрудных районов. Ошибка разделения составляет $< 20\%$.

Таким образом, присутствие в метаморфических формациях специфических кордиерит-антофиллитовых или ставролит-роговообманковых пород, характеризующихся определенным составом входящих в них минералов, можно использовать в качестве критерия при поисках колчеданно-полиметаллических и железорудных месторождений и рудопроявлений.

Статистическое изучение валового состава рассматриваемых пород отчетливо показывает, что в ряде случаев образование кордиерит-антофиллитовых и роговообманково-ставролитовых пород не противоречит изохимической гипотезе. Этот вывод согласуется и со взглядами ряда исследователей о приобретении породами специфического состава путем сингенетических изменений вулканогенно-осадочных пород до их метаморфизма в окрестностях подводных вулканических центров за счет воздействия гидротермальных растворов и (или) морской воды. Трубочатая форма залегания околорудных пород на многих месторождениях несомненно усиливает предполагаемый механизм образования [7].

Обсуждаемые породы нередко контролируются теми же структурами (замки складок, контакты различных по химизму толщ и т. д.), что и руд-

ные тела. Это может быть связано и со структурной приуроченностью метасоматических изменений, сингенетических с рудообразованием, к проницаемым и тектонически ослабленным зонам, в которых происходило отложение рудного вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенов В. С. О физико-химических условиях образования полиметаллических месторождений Зырянского района.— В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 38—45.
2. Гибшер Н. А. Физико-химические условия формирования некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (по данным газовой-жидких включений).— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 101—109.
3. Добрецов Н. Л. Метаморфические формации и метаморфогенное рудообразование.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Киев: Наукова думка, 1984, с. 34—43.
4. Добрецов Н. Л., Попов Н. В. Метаморфические формации Алданского шита.— В кн.: Метаморфические формации. Новосибирск: Наука, 1981, с. 83—103.
5. Кебезинская К. Б., Томиленко А. А. Состав флюидных включений в минералах кордиерито-антофиллитовых околорудных пород и их безрудных аналогов.— Зап. ВМО, 1982, ч. 111, вып. 5, с. 546—551.
6. Кебезинская К. Б., Томиленко А. А. Вариации давления флюида и его состава в районе Холодинского месторождения (по метаморфогенным включениям).— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Киев: Наукова думка, 1984, с. 116—125.
7. Кебезинская К. Б., Волкова Н. И., Прусевич Н. А. Механизм образования околорудных пород некоторых сульфидных месторождений докембрия и поисковое значение особенностей состава входящих в них минералов.— В кн.: Аспекты петрологии и металлогении. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 76—90.
8. Berge J. W. A re-examination of the association of magnesium and massive sulfide ores.— Geol. Fören. Stockh.— Förhandl., 1978, v. 100, pt. 2, p. 155—170.
9. Bugge J. A. W. Sydvaranger type of quartz-banded iron ore, with a synopsis of Precambrian geology and ore deposits of Finmark.— Bull. Geol. Surv. Finland, 1980, N 307, p. 15—25.
10. Elderfield H. Metal-organic associations in interstitial waters of Narragansett Bay sediments.— Amer. J. Sci., 1981, v. 281, N 9, p. 467—481.

Г. Д. ФЕОКТИСТОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВАРИАЦИИ ИСХОДНОГО СОСТАВА ТОЛЕИТОВЫХ РАСПЛАВОВ НА ПЛАТФОРМАХ

Толейтовый магматизм, приводящий к формированию на платформах разновозрастных трапповых формаций, характеризуется огромными объемами извержений, широким площадным развитием продуктов вулканизма и различной глубиной становления магматических тел. Состав исходных толейтовых расплавов, довольно выдержанный в пределах конкретных трапповых провинций [6], варьирует от кварцевого до оливинового толейта. В связи с этим возникают два вопроса: каковы причины появления на платформах толейтов разного состава и почему в той или иной трапповой провинции происходит извержение магматического расплава определенного состава?

Некоторые исследователи предприняли попытку выявить пространственные и временные закономерности в проявлении различного по составу толейтового магматизма на платформах. В. Л. Масайтис [4] установил обратную корреляционную эмпирическую зависимость насыщенности кремнеземом исходных магматических расплавов от величины эпиплатформенного возраста трапповых формаций. Ю. И. Дмитриев [3] обнаружил разнонаправленную во времени эволюцию составов трапповых расплавов для северных и южных древних платформ: в течение протерозоя —

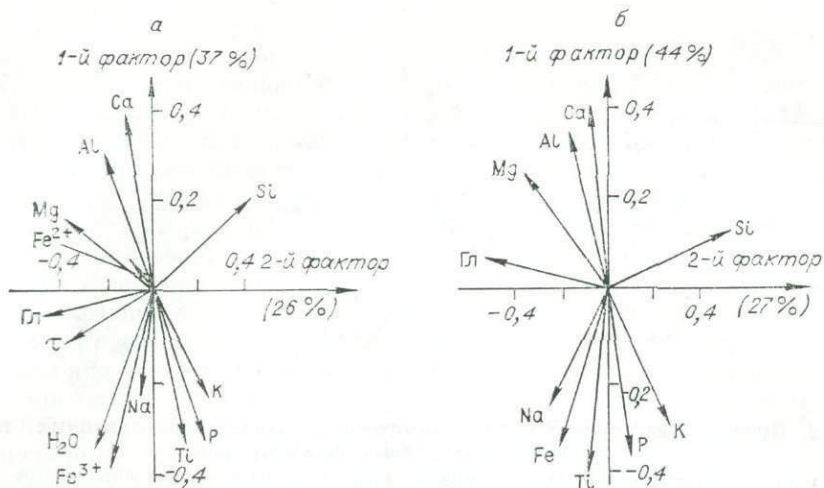


Рис. 1. Проекция векторов элементов петрохимической выборки (14 анализов) исходных составов платформенных толеитов в координатах первых двух факторов. Гл — глубина впадин и синеклиз, τ — эпиплатформенный возраст трапловых формаций. Ост. усл. обозн. см. в тексте.

мезозоя на северных платформах исходный состав расплавов позднее формировавшихся трапловых формаций был обогащен магнием и обеднен титаном, железом и щелочами, а на южных платформах — наоборот. Трапы южных платформ в целом более насыщены кремнеземом. Выявленные закономерности в эволюции мантийных толеитовых расплавов объясняются им с позиций мобилизма: северные платформы перемещались от экваториальных районов к северным широтам, а южные — от южных широт к экватору, проходя над зонами разноглубинного магнеобразования. Выявлена обратная корреляционная эмпирическая зависимость [7] насыщенности кремнеземом исходных платформенных толеитовых расплавов и глубины впадин и синеклиз, в пределах которых развиты трапловые формации.

При установлении закономерностей вариации исходных составов толеитовых расплавов В. Л. Масайтис [4] и Г. Д. Феоктистов [7] большее внимание уделили насыщенности их кремнеземом, а Ю. И. Дмитриев [3] — различию в содержаниях магния, железа, титана и щелочей. Для выяснения значимости тех или иных различий в составе толеитовых расплавов был проведен факторный анализ на ЭВМ петрохимической выборки исходных составов толеитовых расплавов: 1 — диабазов нерсинского комплекса в Присаянье, 2 — Норильской интрузии, 3 — Талнахской интрузии, 4 — долеритов западной части Тунгусской синеклизы, 5 — долеритов Канско-Тасеевской впадины, 6 — силла Уин в Англии, 7 — базальтов оз. Верхнего в Канаде, 8 — интрузии Скергаард в Гренландии, 9 — силла Палисейд в США, 10 — базальтов синеклизы Парана, 11 — лополита Бушвельд, 12 — долеритов Карру, 13 — долеритов Тасмании, 14 — долеритов Антарктики. Номера соответствуют таковым на рисунках, а химические составы и литературные источники приводились ранее [6]. На рис. 1 в координатах первых двух факторов представлены средние векторы главных породообразующих элементов: диаграмма *а* — с учетом содержания окисного и закисного железа и воды, а также эпиплатформенного возраста толеитового магматизма; диаграмма *б* — с учетом суммарного железа и без учета содержания воды и времени проявления магматизма.

На диаграмме *а* в направлении более значимого первого фактора отчетливо противопоставляются две группы элементов: с одной стороны — магний, алюминий, кальций и закисное железо, с другой — окисное железо, титан, щелочи, фосфор и вода. Так, Ю. И. Дмитриев [3] подметил более существенную изменчивость в составах толеитовых расплавов. Ближе к направлению менее значимого второго фактора наблюдается различие в положении векторов кремния, а также глубины впадин и эпиплатформен-

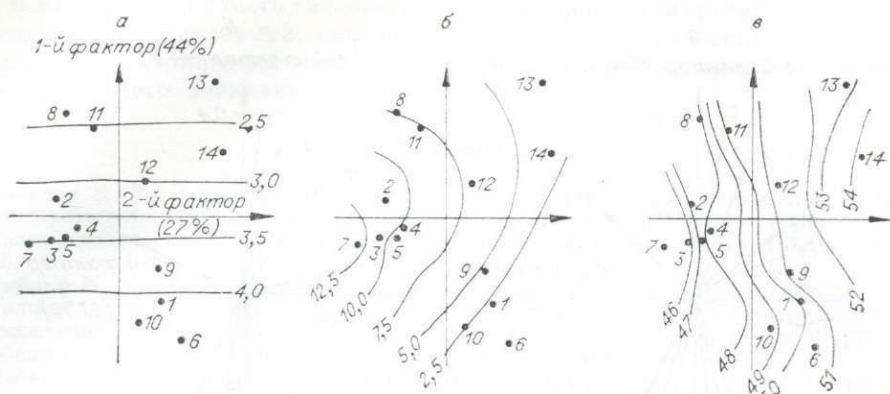


Рис. 2. Проекция векторов исходных химических составов платформенных толеитов в координатах первых двух факторов.

Изолиниями показаны: сумма нормированных содержаний легкоплавких компонентов (железо, титан, натрий, калий, фосфор) (а); глубина (км) впадин и синеклиз, к которым приурочен трапповый магматизм, по поверхности кристаллического фундамента (б), содержание кремнезема (вес. %) (с).

ного возраста, причем последние расположены довольно близко, что подтверждает справедливость установленных В. Л. Масайтисом [4] и Г. Д. Феоктистовым [7] эмпирических корреляционных зависимостей насыщенности кремнеземом толеитовых расплавов от эпиплатформенного возраста магматизма и глубины отрицательных тектонических структур, к которым приурочены внедрения и излияния толеитов на платформах.

Для того чтобы выяснить, какие природные геолого-петрологические процессы соответствуют первому и второму факторам, обуславливающим вариации внутри многомерной области векторов химических составов толеитовых расплавов, была использована петрохимическая выборка с суммарным железом (так как в выборке присутствуют анализы интрузивных и эффузивных пород) без учета H_2O , чтобы исключить влияние наложенных процессов гидратации, и возраста проявлений магматизма, хорошо коррелирующегося с глубиной впадин и синеклиз. Положение средних векторов главных породообразующих элементов в такой выборке показано на диаграмме б (см. рис. 1).

На рис. 2 приведены диаграммы распределения конкретных составов толеитовых расплавов в координатах первых двух факторов и показано в изолиниях изменение ряда параметров, характеризующихся закономерной изменчивостью в направлении только одного фактора. Первый фактор, значимость которого 44% от всей совокупности факторов, отражает (см. рис. 2, а) изменение суммы легкоплавких породообразующих элементов (железо, титан, натрий, калий, фосфор), содержание каждого при этом было нормированным, т. е. частным от деления исходного содержания на максимальное по данному элементу. Эти элементы находятся в отрицательной корреляции с магнием, алюминием и кальцием (см. рис. 1), преимущественно входящими в состав более высокотемпературных разновидностей минералов переменного состава.

Так как изверженные горные породы плавятся в некотором интервале температур и при низких, и при высоких давлениях [5], образующийся при равновесном частичном плавлении субстрата верхней мантии силикатный расплав всегда несколько обогащается легкоплавкими компонентами относительно оставшейся твердой фазы. Доля легкоплавких компонентов в расплаве будет снижаться по мере увеличения степени плавления. Следовательно, первый наиболее значимый фактор изменчивости многомерной области химических составов платформенных толеитов соответствует относительной величине (степени) частичного плавления субстрата верхней мантии.

По направлению второго фактора устанавливается закономерное изменение содержания кремнезема в толеитовых расплавах и глубины впа-

дин и синеклиз по поверхности кристаллического фундамента, в пределах которых проявился платформенный толеитовый магматизм (см. рис. 2, б, в). Эти параметры не показывают закономерного изменения в направлении первого фактора. Взаимосвязь насыщенности кремнеземом исходных составов толеитовых расплавов на платформах и глубины отрицательных тектонических структур, не зависящая от степени плавления субстрата верхней мантии, характеризующегося накоплением в частичном расплаве легкоплавких компонентов, свидетельствует о том, что и толеитовый магматизм, и формирование впадин и синеклиз на платформах обусловлены единым процессом в верхней мантии.

Е. В. Артюшков [1] связывает формирование осадочных бассейнов на континентах с процессами, происходящими в литосфере в связи с поступлениями под них высоконагретого вещества из глубоких частей мантии. Прогрев низов земной коры до температуры 600—700°C приводит к их относительно быстрой эклогитизации, что ведет к сокращению объема пород и их погружению из-за высокой плотности. И то, и другое обеспечивает прогибание верхних частей земной коры и образование осадочных бассейнов. Одновременно мигрирует вверх поверхность Мохо, и уменьшается мощность земной коры в пределах впадин. По подсчетам Е. В. Артюшкова [1], процесс эклогитизации низов земной коры может обеспечить формирование осадочных бассейнов глубиной до 15 км.

Если исходить из такой модели образования крупных впадин и синеклиз на платформах, т. е. эклогитизации низов земной коры, то, независимо от способа возникновения тепловой аномалии, последняя должна быть либо меньшей по интенсивности, либо располагаться глубже при проявлении кварцнормативных толеитовых расплавов в пределах менее глубоких впадин и синеклиз по сравнению с тепловыми аномалиями, вызывающими извержение оливиннормативных толеитовых расплавов в пределах более глубоких впадин. Чем слабее интенсивность тепловой аномалии, тем меньше первичного частичного расплава возникает в прогретом субстрате мантии и тем больше кремнезема будет в этом расплаве.

Анализ результатов экспериментальных исследований по кристаллизации силикатных расплавов разного состава (от пикритов до дацитов) при повышенных давлениях [2] показал возможность относительного сохранения типа частичного расплава по насыщенности кремнеземом при снижении давления и увеличении вследствие этого степени плавления. Можно предположить, что вариация исходных составов толеитовых расплавов по содержанию легкоплавких компонентов (железо, титан, фосфор, щелочи) обусловлена различным по величине перемещением вверх гравитационно-неустойчивых прогретых мантийных масс, что приводило к дополнительному декомпрессионному плавлению вещества с относительным уменьшением содержания в частичном расплаве легкоплавких компонентов. Насыщенность кремнеземом исходных толеитовых расплавов на платформах обусловлена, видимо, степенью частичного плавления субстрата мантии, зависящей от разницы температур прогрева пород мантии и плавления при существующем давлении.

Таким образом, поле исходных составов платформенных толеитовых расплавов, выявленное факторным анализом, может быть объяснено, с определенной долей вероятности, различным влиянием на количество частичного расплава, появляющегося в субстрате мантии, степени перегрева плавящихся пород выше температуры плавления и величины снижения общего давления, вызываемого перемещением частично расплавленных пород в более верхние горизонты мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.— 327 с.
2. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— 335 с.
3. Дмитриев Ю. И. Траппы и мобилизм.— В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983, с. 100—106.

4. Масайтис В. Л. Состав толентовых базальтов платформ и геологическое время.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, ч. 99, вып. 2, с. 192—199.
5. Рингвуд А. Э. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.— 584 с.
6. Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапсовых силлов.— Новосибирск: Наука, 1978.— 168 с.
7. Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования долеритовых силлов. Автореф. докт. дис.— Иркутск: изд. ИЗК СО АН СССР, 1983.— 34 с.

П. В. ЕРМОЛОВ

РЕСТИТОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ГРАНИТОИДОВ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Образование гранитных расплавов в коре происходит в условиях частичного плавления субстрата и сопровождается выносом реститов магмами на уровень становления. Как правило, реститы равномерно насыщают гранитоиды самых ранних фаз внедрения. В более поздних фазах они дезинтегрируются и распадаются на ксенокристы. В ритмичных (мультиплетных по Э. П. Изоху) сериях внедрение магм с реститами повторяется, при этом каждая фаза, насыщенная реститами, отделена от предшествующей одной или несколькими фазами гомогенных гранитоидов, в которых реститы присутствуют главным образом на минеральном уровне. В отличие от ксенолитов, захваченных на уровне становления, реститы равномерно распределены по всему объему гранитоидного тела, характеризуются примерно одинаковым на огромных площадях составом, не зависящим от состава пород рамы. *PT*-условия минеральных парагенезисов реститов значительно превышают *PT*-условия ликвидусных минеральных парагенезисов гранитоидов. Последнее обстоятельство связано с тем, что ультраметаморфизм и плавление коры суть явление регрессивное. На уровне магомобразования расплавы редко достигают температурных условий стабильности самых тугоплавких парагенезисов субстрата. Поэтому гранитные магмы, захватывая и вынося на уровень становления реститы, содержат информацию о составе глубоких горизонтов коры.

Как показывают литературные данные, реститы свойственны гранитоидам вообще. Исследование их послужило основанием для выделения А. Уайтом и В. Чепелом [10] двух крайних типов гранитоидов, связанных с анатексисом соответственно метаосадочных и метаматматических комплексов. Между ними существуют все промежуточные разновидности.

Альтернативной моделью гранитообразования в последние годы стала модель синтексиса, в которой включения меланократовых пород или их ксенокристы рассматриваются как закристаллизованные обособления более основного расплава в более кислом [3, 7, 9, 11 и др.] и именуются как диалиты. Рассмотрим основные критерии отличия реститов от диалитов.

В гранитоидных комплексах *S*-типа самые ранние и наиболее меланократовые породы представлены слюдяными диоритами, сениито- или гранодиоритами. В слабо раскристаллизованных и закаленных породах обычны обильные включения глиноземистых и гиперглиноземистых биотит-гранат-кварц-полевошпатовых, биотит-полевошпат-кордиеритовых, биотит-гранат-силлиманит-кварц-полевошпатовых гнейсов, а также ксенокристаллов граната, кордиерита, ставролита, редко дистена и силлиманита. Редко встречаются ксенокристы ромбического амфибола и гиперстена. В *S*-гранитоидах, как правило, не встречаются включения базитов и их ксенокристов: клинопироксена, оливина, красно-коричневой роговой обманки. Даже в сложных полихронных плутонах, где присутствуют одновременно *S*- и *I*-гранитоиды, расположенные на одном уровне и в породах одной и той же рамы, каждый из них содержит свойственный только ему набор включений и минералов.

Специфический состав включений в гранитоидах *S*-типа однозначно указывает на принадлежность их к реститам субстрата. В то же время отсутствие в них включений базитов и их ксенокристов делает гипотезу смешения в отношении *S*-гранитоидов полностью неприемлемой и, напротив, безусловное признание реститовой природы включений в гранитоидах *S*-типа заставляет предполагать реститовую природу большей части базитовых включений в гранитоидах *I*-типа.

В гранитоидных комплексах *I*-типа и в их гипабиссально-субвулканических фациях включения пород многообразны, а принадлежность их к магматическим или метаморфическим породам доказывается не всегда однозначно.

Включения гранатовых гранулитов в кислых породах Курильских островов [4] и Камчатки [1] не вызывают сомнения относительно принадлежности их к реститам субстрата. Также очевидна реститовая природа шпинелевых анортоклазитов и гранулитов, корунд-шпинелевых гранулитов и гранитогнейсов в некоторых магматических комплексах Восточного Казахстана, описанных нами прежде. Сходное происхождение, вероятно, имеют ксенокристы высоких давлений в юрских андезитодацитах Осетии [5], эглогитовые включения в лавах Курильской дуги [4] и амфиболитовые включения с директивными структурами в андезитодацитах и дацитах Камчатки [1].

Реститовая природа таких включений не вызывает сомнения потому, что в них присутствует критическая метаморфическая минеральная ассоциация.

Менее определенное положение у группы достаточно устойчивых по составу и широко распространенных включений, которые в одинаковой мере могут диагностироваться метаморфическими реститами и магматическими диалитами. Это безгранатовые базиты, отвечающие по составу диоритам, габбро, габбро-анортозитам, а также специфичные оливин-анортозитовые включения. Большинство из них широко распространены в *I*-гранитоидах и в их эффузивных фациях. Для них, как и для вышерассмотренных реститов, характерны исключительно равномерное распределение в объеме интрузивного тела, независимость от состава пород рамы и округлые формы [2, 6, 8, 10]. Они сложены плагиоклазом, одним или двумя пироксенами, иногда оливином, красно-коричневой роговой обманкой, реже биотитом. В габбро-гранитоидных сериях состав включений в гранитоидах обычно отличается от состава габбро, формирующих ранние фазы в таких сериях. Например, в детально изученной нами семейтауской эффузивно-интрузивной ассоциации базальты представлены щелочной магнезиальной и умеренно титанистой разновидностью, а базитовые включения в монцонитах — габбро-анортозитами, анортозитами и разнообразными шпинелевыми разновидностями базитов. Такое резкое несоответствие состава включений составу базальтов в бимодальных базит-гранитоидных сериях доказывает реститовую природу включений. В случаях, когда включения присутствуют в эффузивах, они нередко подплавлены, что свидетельствует об их вовлечении в расплав в твердом состоянии [1, 8].

По составу рассматриваемая группа включений отвечает широко распространенным в коре безгранатовым основным и средним гранулитам и магматическим габброидам. На изучении именно этой группы включений строится модель смешения для гранитоидных пород. Все предшествующие типы включений сторонниками такой модели не рассматриваются ввиду их несомненной принадлежности к реститам субстрата. Для данной же группы включений найдены и описаны признаки их кристаллизации из расплава, что позволяет интерпретировать их как капли базальта, закристаллизованного в гранитной магме.

Следует предостеречь, однако, что сейчас мы не имеем ни одного строго обоснованного критерия, позволяющего уверенно отличать реститы от диалитов. Вопрос этот требует дальнейшего изучения. Многие петрографические признаки (подплавление кристаллов, неравновесная ассоциация кварца с оливином, присутствие нескольких генераций одних и тех же

минералов, различающихся по железистости и основности и т. д.) могут быть привлечены в качестве аргументов в пользу реститовой модели и модели смешения. Поскольку температура кристаллизации базальтовых магм всегда значительно превышает температуру кристаллизации кислых расплавов, предполагаемые капли закристаллизованного базальта будут в гранитном расплаве вести себя так же, как реститы.

Итак, в гранитоидах существует достаточно обширная группа включений, однозначно интерпретируемая в качестве субстрата. Изучение их открывает возможности для картирования глубоких уровней коры и прослеживания ее эволюции во времени. Такой метод давно и успешно применяется при исследовании подкорковых горизонтов Земли по включениям мантийных пород в щелочных базальтах. В отношении коры преимущество его перед традиционными геофизическими методами очевидно, так как последние расшифровывают только современное строение коры и дают только плотностную и сейсмическую ее характеристики, оставляя открытым вопрос о вещественном составе и эволюции.

Изучение реститов в гранитоидах ряда герцинских складчатых областей Казахстана показало, что в одних структурно-формационных зонах гранитоиды в течение всего тектономагматического цикла выносят реститы в основном метаосадочного происхождения, в других — преимущественно метамагматические, в третьих — те и другие присутствуют в сопоставимых количествах. Выделяются складчатые области, например Джунгаро-Балхашская, в которых во всех зонах резко преобладают *I*-гранитоиды с характерным комплексом метабазитовых реститов, а *S*-гранитоиды и типичные метаседиментные реститы развиты ограниченно. Поскольку граниты и, особенно, реститы в них представляют собой своеобразные пробы коры на уровне магмообразования, по составу этих проб можно судить о составе и характере расслоения нижних магмообразующих горизонтов коры.

В течение тектономагматического цикла состав реститов закономерно меняется. При этом они всегда комплементарны гранитоидам, хотя по минеральным ассоциациям обычно неравновесны по отношению к ним. Уже на самых ранних этапах развития складчатых областей устанавливается, что фундамент одних зон сложен преимущественно ортометаморфическими, а других — параметаморфическими комплексами. Преобладающим типом реститов в *I*-гранитоидах являются основные гранулиты, не содержащие калиевого шпата, ксенокристы клинопироксена, а в *S*-гранитоидах — ксенокристы гроссуляр-спессартин-альмандинового граната.

В раннеорогенный этап развития герцинских складчатых областей Казахстана во всех зонах фиксируется гнейсогранулитовая кора. Признаки ее — высокотемпературные чарнокитоподобные гранитоиды с характерным набором реститов, отвечающих по составу средним гранулитам, содержащим уже заметное количество калиевого шпата. В зонах с преимущественно метаседиментным составом фундамента проявлены высокотемпературные *S*-гранитоиды, содержащие в качестве реститов биотит-гранат-кордиерит-ортоклаз-плагиоклазовые гнейсы, а также ксенокристы основного плагиоклаза и магнезиального высокотемпературного граната.

В позднеорогенный этап развития складчатых областей в *I*-гранитоидах фиксируются высокожелезистые реститы повышенной калиевой щелочности, близкие по составу элизитам. Характерны также кондалиты, сложенные корундом, кордиеритом, силлиманитом, гранатом в ассоциации с ортоклазом, орто- и клинопироксеном. В *S*-гранитоидах господствующее значение имеют гранатсодержащие парагенезисы, а также существенно мономинеральные биотитовые породы.

В субплатформенный этап в ранних фазах высококальциевых рапакиви-подобных гранитоидных комплексов присутствуют реститы шпинелевых и бесшпинелевых анортоклазитов, пироксеновых анортоклазитов в ассоциации со шпинелевыми и бесшпинелевыми основными гранулитами, анортозитами и габбро-анортозитами.

Таким образом, изучение реститов гранитоидов герцинских складчатых областей Казахстана показывает, что кора в процессе развития претерпевает направленное изменение. Оно заключается прежде всего в последовательном обогащении ее (и реститов) калиевым шпатом и в увеличении железистости темноцветных минералов. Вероятно, обогащается кора и другими подвижными компонентами, в частности фтором. Один из наиболее информативных методов, расшифровывающих такое направленное в пространстве и времени преобразование коры, — метод изучения реститовых парагенезисов гранитоидов. К сожалению, еще часто все включения в гранитоидах описываются как ксенолиты, почему и теряется чрезвычайно важная научная информация.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков В. А., Фарберов А. И., Хотин М. Ю., Вандекирков Ю. В. Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 67—123.
2. Ермолов П. В., Изох А. Э., Владимиров А. Г. Об автономности щелочно-салических магм в снелит-(граносиенит)-гранитных комплексах. — В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 114—126.
3. Попов В. С. Смешение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 3—14.
4. Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. — Новосибирск: Наука, 1975. — 138 с.
5. Цветков А. А., Борисовский С. Е. Минералы высоких давлений юрских андезитодацитовых лав Северной Осетии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 58—67.
6. Flood R. H., Vernon R. H., Shaw S. E., Chappell B. W. Origin of pyroxene plagioclase aggregates in a rhyodacite. — Contribs. Mineral. Petrol., 1977, v. 60, N 3, p. 299—309.
7. McBirney A. R. Mixing and inmixing of magmas. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1980, v. 7, N 3—4, p. 357—371.
8. Prestvik T. Petrology of hybrid intermediate and silicic rocks from Öre fajökull, Southeast Iceland. — Geol. Fören. Stock. — Förhandl., 1979, v. 101, N 4, p. 299—307.
9. Sakuyama M. Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma — Oike calc — alkaline andesite volcano, Japan. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1979, v. 5, p. 179—208.
10. White A. J. R., Chappell B. W. Ultrametamorphism and granitoid genesis. — In: 25th Int. Geol. Congr., Abstr., v. 3, Canberra, 1977, p. 674—675.
11. Wiebe R. A. Commingling of contrasted magmas in the plutonic environment: examples from the Nain anorthositic complex. — J. Geol., 1980, v. 88, N 2, p. 197—209.

К. Т. БУДАНОВА

ВОЗРАСТНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ НА ПРИМЕРЕ ПАМИРА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Региональный формационный анализ метаморфических пород преследует две цели: выявление основных закономерностей формирования земной коры и установление пространственно-генетических связей полезных ископаемых с конкретными метаморфическими формациями. Метаморфическая формация понимается нами как закономерный, образующий картируемое геологическое тело парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших определенный тип метаморфизма [2]. Такие формации в описываемом регионе относятся к рифей-фанерозойскому возрасту (см. таблицу).

В случае множественности циклов метаморфизма возникает группа полиметаморфических формаций, приуроченных в основном к выходам архей-раннепротерозойского кристаллического фундамента. Она объединяет производные разных эндогенных режимов в одних и тех же петрохи-

Метаморфические формации Таджикистана

Группы	Подгруппы	Классы	Фашии метаморфизма по [1] и его эволюция	Состав пород	Возраст	Формация	Минералогия
1	2	3	4	5	6	7	8
Полиметаморфические	Полифашиальные	Нестратифицированные	$C_2 \rightarrow B_1 \rightarrow C_2B_2 \rightarrow B_3B_4$	Б	AR — PR ₁	Южно-Памирская эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов	
			$C_2 \rightarrow B_1 \rightarrow C_2B_3 \rightarrow B_3B_4$ $B_1 \rightarrow C_2B_2 \rightarrow B_3B_4$ $B_1B_2 \rightarrow B_3B_4$ $C_2C_3 \rightarrow B_3B_4$	Г, Б γ, γδ, ξδ Г Г, Б	AR — PR ₁ PR ₁ D ₂ ? PR ₁	Даршайская эклогит-ариежитовая Романитская чарнокитовая Шульмакская апоперидотитовая Кукуртская меташироксенит-габбровая	
			$C_1 \rightarrow B_4$	Г	PR ₂ ?	Горифская серпентинитовая	Хризотил-асбест?
			$B_1 \rightarrow C_2B_2 \rightarrow B_3B_4$	Г, Б	AR — PR ₁	Ямчинская гранат-двушироксенсланцевая	Редкие земли
			$B_1 \rightarrow C_2B_2 \rightarrow B_3B_4$	γ	AR — PR ₁	Зугвандская лейкогнейсогранитоидная	Керамические пегматиты
			$C_2B_2 \rightarrow C_3B_3$	γ	PR ₁ ?	Зорбурулюкская лейкогнейсогранитоидная	Редкие земли
		Стратифицированные	$C_2B_2 \rightarrow C_3B_3$ $B_2 \rightarrow B_3B_4$ $B_2 \rightarrow B_3B_4$	γ γδ, γδ, γ γ, γδ	PR ₁ ? PR ₁ ? D? PR ₁ ? T?	Вознаудская гнейсогранитоидная Каратегинская гнейсогранитоидная Курговатская гнейсогранитоидная	Редкометалльные пегматиты
			$B_2 \rightarrow B_3B_4$ $C_2? \rightarrow B_1 \rightarrow C_2B_2 \rightarrow B_3B_4$	γ, γδ Б, П, К	PR ₁ AR — PR ₁	Звордаринская гнейсогранитоидная Кухилалская гнейсово-магнезит-мраморная	Стройматериалы Драгоценные, поделочные камни, (талек, флогопит), магнезиальное сырье
			$C_2? \rightarrow B_1 \rightarrow C_2B_2 \rightarrow B_3B_4$	Кв, П, К, Б	AR — PR ₁	Горанская кварцит-мраморно-гнейсово-мигматитовая	Графит, шеелит? (апатит?)
			$C_2? \rightarrow B_1 \rightarrow C_2B_2 \rightarrow B_3B_4$	Б, К, П	AR — PR ₁	Шахдаринская мраморно-гнейсово-мигматитовая	Глиноземистое сырье
			$C_2? \rightarrow B_1 \rightarrow C_2B_2 \rightarrow B_3B_4$	П, Б	AR — PR ₁	Хорогская базит-гнейсово-мигматитовая	Шеелит?

Полиметаморфические	Полифацальные	Стратифицированные	$V_1V_2 \rightarrow V_3V_4$	Кв, П	$PR_1?$	Лянгарская кварцит-гнейсово-мигматитовая	Графит, глиноземистое сырье, (аметист)
			$V_1V_2 \rightarrow V_3V_4$	П, К	$PR_1?$	Марджанайская гнейсово-мраморная	
			$V_1V_2 \rightarrow V_3V_4$	Кв, П, К	$AR - PR_1$	Сангикарская кондалит-мигматит-мраморная	
			$V_1V_2 \rightarrow V_3V_4$	Кв, П	$AR - PR_1$	Союдионская кварцит-гнейсово-мигматитовая	
			$V_2 \rightarrow V_3V_4$	П	$PR_1?$	Рамаифская, турпийская, сободайская гнейсово-мигматитовые	
			$V_2 \rightarrow V_3V_4$	Б	$PR_1?$	Бивачная базит-гнейсово-мигматитовая	
			$C_2?C_3 \rightarrow V_3V_4$	П	$PR_1?$	Шодакская, белеутинская, шипадская сланцево-гнейсово-плаггиомигматитовые	
			$C_2C_3 \rightarrow V_3V_4$	П, К	$PR_1?$	Сасыкская, сарыджилгинская гнейсово-мигматит-мраморные	
			$C_3?V_3 \rightarrow V_4$	Кв, П	$PR_1?$	Бурулюкская, тогмайская кварцит-сланцевые	
			$V_4 \rightarrow C_4$	Кр, Б	$PR_2?$	Нижнегорифская кварцит-базит-сланцевая	
			$V_4 \rightarrow C_4$	Кв, П	$PR_2?$	Верхнегорифская кварцит-сланцевая	Графит, драгоценные и поделочные камни, (редкометалльные пегматиты)
Монометаморфические	Зонально-полифацальные	Стратифицированные	$V_3 + V_4$	П	$PZ_1?$	Хаитская гнейсово-сланцевая	Золото, ванадий, медь
			$V_3 + V_4$	Кв, У, П	$PZ_1?$	Шаурская углеродисто-кварцито-сланцевая	
			$V_3 + V_4$	Кв, П	D?	Майдантерьякская кварцит-сланцево-филлитовая	
			$V_3 + V_4 + V_5$	У, П	$S, C - P_1, T_3 - J_2$	Пизанская, ваварская, карадунгская черносланцево-филлитовые	
			$C_3V_3 + V_4$	П	$C?$	Сарезская сланцево-филлитовая	
			$V_3 + V_4 + V_5$	П	$C - T_3$	Ишкашимская, зоркульская, раумидская, бардаринская сланцево-филлитовые	
$V_2 + V_4 + V_5$	П, К	C, P	Курговатская, шувдаринская филлит-известняково-мраморные	Редкометалльные пегматиты			
$V_3 + V_4 + V_5$	К, П	P, C	Пшихарвская, сарыкольская мраморно-сланцево-филлитовые				

1	2	3	4	5	6	7	8
Мономе таморфические	Монофациальные	Стратифицированные	$B_4 + B_5$ $B_3 + B_4 + B_5$	ГО П	С О — S	Танымасская хлоритовидных сланцев Туркестанская, кайракская филлит- сланцевые	Глиноземистое сырье Волластонит, андалу- зит, абразивы
			$C_4 + B_4$	Кв, П	О — S	Ягнобская кварцит-филлит-сланце- вая	Золото?
			$C_4?B_4$	Б	P, PR ₂ ?	Техарвская, мазанчутская метабазит-сланцевые	
			$C_4?B_4$	Б, К, П	PR ₂ ? S ₂ — D	Рохарвская, ширговатская метаба- зит-мраморно-сланцевые	Графит
			B_4	Б, К, П	PR ₂ ?P?	Североаличурская, отаваутекская метабазальт-карбонатно-сланцево- филлитовые	
			B_4	Кв, П, К	PR ₂ ? — PZ ₁ ?	Барнаваджская, висхарвская, оби- зарангская, ташкольская мра- морно-кварцит-сланцевые	Стройматериалы
			B_4B_5	К	PR ₂ ? S ₂ — D	Язгулемская, дикзанкоуская мра- морно-известняковые	
			B_4B_5	Кв	PR ₂ ? S ₁	Дикамакская, апакская, зинахская кварцитовые	
			B_4B_5	П, К	О, S	Зорабатская, козындийская терри- генно-карбонатные	
			B_4B_5	К, Б, П	О — S, P	Сарыгунская карбонатно-метаба- зальт-терригенная	
Нестратифициро- ванные			B_5	Б, А, Д, Л	C ₁₋₂	Калайхумб-сауксайская, каратаг- ская метавулканогенные	Яшмы, золото?, полиме- таллы?
			B_5	Л, Б, П, К	С — О	Тузгуньтерескейская карбонатно- вулканогенно-терригенная	
			B_5	П	S, С — P ₁ , T ₃	Туркестанская, базардаринская, истыгская песчано-алевролито- вые	Корунд, андалузит
			B_4	Г	С?Т?	Дарвазская, седекская серпенти- нитовые	Хризотил-асбест

Примечание. Б — базиты; Г — гипербазиты; П — «метапелиты», включая аркозы, граувакки; К — карбонатные породы; Кр — кремнистые; Кв — кварциты с несильным генизисом и кварцевые песчаники; ГО — высокоглиноземистые; У — обогащенные углеродом осадки; А — андезиты; Д — дациты; Л — липариты; в скобках — полезные ископаемые наложенных циклов метаморфизма и метасоматоза.

мических классах пород. Поскольку меняется один из интенсивных параметров формационного анализа, меняется и содержание формации. Объемное соотношение формаций раннего и наложенного циклов будет варьировать в зависимости от полноты преобразований, информация о которых записана на минеральном (зональность минералов) и на породном уровнях. Примером подобных сложных объектов является Юго-Западный Памир (ЮЗП). Здесь трансформация изначально низкоградиентного режима (C_2) в высокоградиентный (B_1) происходит на рубеже 2,1 млрд. лет, поэтому формации архей-раннепротерозойского (2,7—3,0 млрд. лет) эклогит-дистен-гнейсового метаморфизма — арижитовая, эклогитоподобных пород, дистен-плаггиогнейсовая — ассоциируют с формациями чарнокитов, двупироксеновых, гранат-кордиерит-ортоклазовых и других гнейсов. Наконец, по окраинам ЮЗП наиболее полно выражается мел-палеогеновый высокоградиентный метаморфизм (B_3 — B_4), сопровождающийся мигматизацией, внедрением крупных масс высокогидроземистых гранитоидов и структурным оформлением региона как эродированного гранитогнейсового блока фундамента складчатой области.

Даже при крупномасштабном картировании достаточно трудно выделить в самостоятельные тела (формации) производные каждого из вышеназванных циклов метаморфизма. Например, в одном теле метабазитов могут сочетаться формации эклогитоподобных пород, гранатовых амфиболитов, актинолит-эпидотовых амфиболитов. При среднемасштабном картировании на карте отображаются площади с преобладанием парагенезисов той или иной фации метаморфизма. На ЮЗП в целом вырисовывается картина диафорической зональности, предполагающей возможность обнаружения высокотемпературных формаций в полях более низкотемпературных и наоборот. В других блоках фундамента намечается преимущественно двуцикличный метаморфизм, при этом низко- и умеренно градиентные режимы раннего цикла сменяются в орогенную стадию развития вмещающих складчатых поясов высокоградиентными с сопутствующим ультраметаморфизмом, интрузиями гранитоидов и обогащением коры литофильными и редкими элементами. Повторный метаморфизм в фундаменте синхронен с прогрессивным зональным метаморфизмом в неметаморфизованных осадках чехла. В своей классификации мы пользуемся термином «полифациальные полиметаморфические» вместо «диафорические», поскольку не всегда ясно, является ли новый цикл диафорезом в строгом смысле; одновременно преследовалась цель противопоставить эту группу формаций подгруппе зональных полифациальных формаций. Последние имеют более упорядоченную структуру, в то время как в первых структура зачастую мозаично-блоковая.

Одна из подгрупп формаций монометаморфического генезиса объединяет структурно-однородные монофациальные формации — метаморфические и вулканогенно-осадочно-метаморфизованные. Слабая их изученность вносит элемент условности в определение фациальной принадлежности, обозначаемой в таблице $B_4 + B_5$. Разная структура формаций (зональные и монофациальные) монометаморфической группы объясняется разницей в эндогенных режимах развития. Венд-раннепалеозойские формации — это зеленосланцевая и пренит-пумпеллитовая фации, позднепалеозойско-мезокайнозойские — преимущественно зональные высокоградиентные комплексы $B_3 + B_4 \pm B_5$. Венд-раннепалеозойское время характеризуется на Памире и в Южном Тянь-Шане слабой тектонической активностью, субплатформенным осадконакоплением [1]. Лишь в зонах деструкции континентальной коры (рифтогенные структуры) возрастает роль вулканитов, метаморфизованных на стадии сжатия вулканических трогов в глаукофанзеленосланцевой фации (C_4). Более обширные по площади прогибы с карбонатно-терригенным осадконакоплением испытали слабый метаморфизм погружения ($B_5 \pm B_4$) или догранитный синеклический метаморфизм (B_4). Формации последнего (как и C_4) характеризуются напряженной изоклинальной складчатостью, как правило, структуры исходных пород в них уничтожены. Отсутствие в Южном Тянь-Шане и Па-

мире зональных высокоградиентных комплексов и парагенетически связанных с ними гранитоидов венда — раннего палеозоя — убедительное, на наш взгляд, свидетельство слабой тектонической активности территории в байкальскую и каледонскую эпохи.

Зональные формации «маркируют» орогенные этапы в герцинидах (Южный Тянь-Шань, Северный Памир) и киммеридо-альпидах (Центральный и Южный Памир). При этом верхний возрастной рубеж метаморфизма коррелируется с возрастом завершения тектонической активности складчатого пояса; с севера на юг (от каледонид Среднего Тянь-Шаня и до альпид Памира и Гималаев) закономерно вовлекаются в класс метаморфизованных пород более молодые осадки. Обнаружение в эоценовых отложениях Центрального Памира хлоритоидных сланцев обуславливает ревизию взглядов на степень преобразования многих толщ, считающихся сейчас *неметаморфизованными*.

Как и в других районах мира, зональные формации, локализованные вблизи выходов фундамента и в зонах устойчивых поднятий, имеют пространственно-генетическую связь с гранитоидами преимущественно калиевого профиля и постепенные переходы в терригенные неметаморфизованные толщи.

Приведенный материал указывает на неповторимость во времени некоторых формаций. Хотя все формации региона являются супракрустальными, наличие фрагментов карбонатно-гранулитовой, магнетит-мраморной, кондалитовой, чарнокитовой позволяет уверенно говорить об их древнем возрасте и служит основой для некоторых палеореконокструкций. Однако приходится признать, что составленная карта, как это видно из таблицы, является картой свит, серий и комплексов со специализированным уклоном. Причина этого — слабая изученность вещественного состава и возраста толщ, что затрудняет корреляцию и ведет к излишне дробной классификации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Докембрий Средней Азии/Под ред. Ф. П. Митрофанова.— Л.: Наука, 1982.— 264 с.
2. Фации регионального метаморфизма высоких давлений/Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В.— М.: Недра, 1974.— 328 с.

В. И. КИЦУЛ, А. П. СМЕЛОВ, В. И. БЕРЕЗКИН,
Л. М. БОГОМОЛОВА, В. Л. ДУК

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ МЕТАМОРФИЗМА В ЭВОЛЮЦИИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Термодинамические режимы метаморфизма рассматриваются в тесной взаимосвязи с возрастом метаморфических комплексов и геотектоническими обстановками их формирования.

Согласно новым данным [6, 7, 9], раннедокембрийская земная кора имеет длительную (1,5 млрд. лет) и сложную историю своего формирования. Она возникла в результате последовательного проявления нескольких циклов эндогенной активности, укладываемых в четыре крупных этапа: два архейских (> 3,0—2,7 млрд. лет), соответствующих алданскому (I—II циклы) и становому (III цикл), и два нижнепротерозойских (> 2,0—1,9 млрд. лет), отвечающих чульманскому (IV цикл) и тасмиелинско-удоканскому (V—VI циклы). На каждом последующем этапе проявление эндогенных процессов (тектонических, магматических, метаморфических) осуществлялось в направленно-меняющихся геотектонических обстановках в сторону все возрастающей их дифференцированности и контраст-

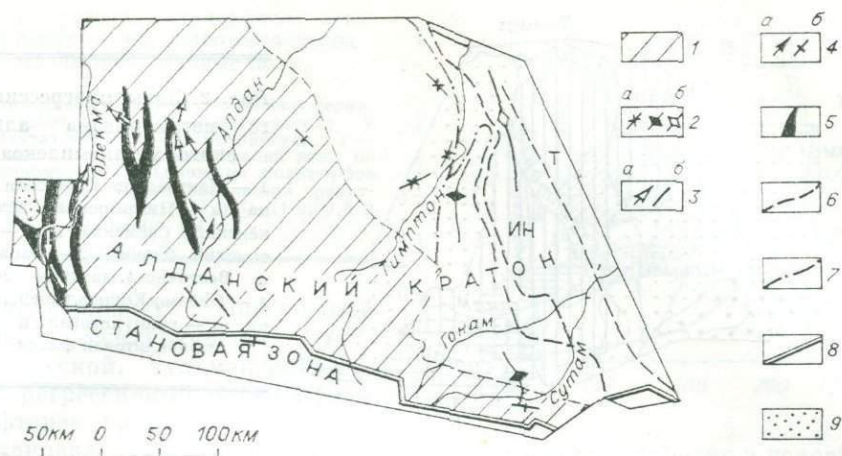


Рис. 1. Схема структурно-метаморфических неоднородностей Алданского щита.

1 — часть Алданского кратона, повсеместно испытавшая тектономагматическую активизацию и существенную структурно-метаморфическую перестройку на верхнеархейских и нижнепротерозойских этапах (III—IV циклы); 2 — осевые поверхности главных алданских складок II цикла (а — анти- и синфурчковых, обрамляющих Нижне-Тимптонскую куполовидную структуру, б — линейных анти- и синклиновых); 3, 4 — шарниры (а) и осевые поверхности (б) главных складок III (3) и IV (4) циклов; 5 — зоны, заложённые в III и подновлённые в IV и V—VI циклах с интенсивным расщеплением и бластомилонитизацией гранулитов и присутствием тектонически заклиненных пород верхнеархейских и нижнепротерозойских зеленокаменных поясов и наложенных прогибов (тунгурчинская, тасмелинская, субганская и другие серии); 6 — зоны глубинных разломов, заложённые в III цикле (ИН — Иджего-Нуямская, Т — Тыркандинская); 7 — Тимптонский надвиг; 8 — Южно-Алданский (Становой) шов; 9 — угуйский протоплаформенный комплекс.

ности. На алданском этапе — в условиях повсеместной глубинной складчатости и разноградиентной гранулитовой фации метаморфизма, на становом — в обстановке сосуществования частично консолидированного Алданского мегаблока, Олекмо-Станового подвижного пояса и Прилекмо-Пристановой зоны активизации в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, на нижнепротерозойских этапах — в условиях сосуществования гранулитогнейсовых, гранитогнейсовых областей, зеленокаменных поясов, зон активизации и наложенных прогибов с одновременным проявлением разных фаций метаморфизма. Созданные неоднородности отражены в современной структуре Алданского щита (рис. 1).

Полученные новые данные во многом существенно отличаются от традиционных представлений или не согласуются с ними. Так, были установлены широкое распространение в метаморфических комплексах тектонических и метаморфических границ, покровно-надвиговых структур, совмещение пород разных фаций или парагенезисов различной глубинности одной и той же фации метаморфизма, осуществлявшееся в текущем и в более позднем по отношению к коррелируемым комплексам эндогенном цикле. Все это заставило нас отказаться от традиционных методов и критериев расчленения и корреляции метаморфических толщ, основанных на использовании тектонических несогласий и перерывов, упрощенных метаморфических критериев, и определять относительное положение метаморфических комплексов на основании анализа последовательности и особенностей проявления в них эндогенных процессов: возраст метаморфических комплексов определялся по запечатлевшимся в них деформационным, магматическим и метаморфическим событиям разновозрастных эпох эндогенной активности, скоррелированных на основе составленных структурно-возрастных шкал.

В свете новых данных объясняются и по-новому интерпретируются данные изотопного датирования раннедокембрийских образований Алданского щита [1, 2, 4, 5], а также результаты проведенных в последние годы микронзондовых исследований гранулитов Алдана [3, 12].

Таким образом, вопреки укоренившимся представлениям алданские гранулиты после своего образования (I—II циклы) подвергались неодно-

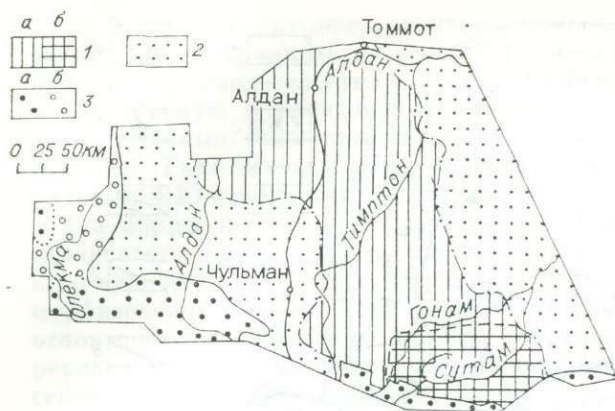


Рис. 2. Зоны прогрессивного метаморфизма алданского мегакомплекса.

1 — Центрально-Алданская зона (а — Нимнырский, Мелемкёнский, Сеймский и б — Сутамский блоки); 2 — Западно- и Восточно-Алданская зоны; 3 — Олёкмо-Южноалданская зона (а — гранулитовая и б — амфиболитовая фации).

кратной тектономагматической активизации и метаморфическим преобразованиям, выраженным в различных структурах с неодинаковой интенсивностью и в неодинаковых термодинамических условиях.

На Алданском щите устанавливается латеральная дифференциация термодинамических режимов гранулитовой фации [8], выражающаяся в существовании разноградиентных метаморфических зон (или поясов): Центрально-Алданской, Западно-, Восточно- и Южно-Алданской (рис. 2). В Центрально-Алданской зоне в пределах Нимнырского, Мелемкёнского и Сеймского блоков метаморфизм соответствует высокоградиентной гранулитовой фации, характеризующейся парагенезисами гранат-кордиерит-биотитовой и гранат-кордиерит-гиперстеновой минеральных фаций, а в пределах Сутамского блока — гиперстен-силлиманитовой минеральной фации; в Южно-Алданской зоне (Курультинский, Зверевский, Тантракский, Тырканский блоки) гранулитовая фация низкоградиентная, отвечает гранат-силлиманит-биотитовой минеральной фации; в Западно- и Восточно-Алданской зонах режим гранулитовой фации переходный — от высоко- к низкоградиентному (пограничные условия между гранат-кордиерит- и гранат-силлиманит-биотитовой минеральными фациями). Высоко- и низкоградиентные гранулиты, а также переходные по режиму $P - T$ комплексы характеризуются умеренной (≥ 7 кбар) и повышенной (8—9 кбар) глубинностью, поскольку в них максимальная магнезиальность граната в ассоциации с кордиеритом и (или) силлиманитом колеблется в пределах 30—40, за исключением Сутамского блока, где она равна 45, что соответствует давлению $\geq 9,6$ кбар. Глубинность гранулитовой фации в пределах Алданского гранулитового массива закономерно возрастает в направлении с запада на восток и с севера на юг. Гранат в парагенезисе с клинопироксеном и роговой обманкой распространен в низкоградиентных и переходных по режиму $P - T$ гранулитах, в высокоградиентных гранулитах этот парагенезис присутствует только в Сутамском блоке.

В разноградиентных метаморфических зонах отражается геотектоническая неоднородность, существовавшая в момент накопления супра-крупных толщ алданского мегакомплекса: термодинамические режимы наследуют границы структурно-формационных зон алданского мегакомплекса и коррелируются с составом фундамента. Границы этих зон имеют ярко выраженный тектонический характер, фиксируясь покровно-надвиговыми структурами, интрузиями глубинных магматических пород, скачкообразным изменением режимов метаморфизма и (или) глубинности.

Алданский этап структурно-метаморфической эволюции гранулитов завершается их частичной консолидацией, выраженной в структурах $ПФ_5$ (открытые лежачие складки, флексуры, крутопадающие зоны вторичного расланцевания с перекристаллизацией пород в условиях регрессивной гранулитовой фации).

В верхнеархейский (становой) и нижепротерозойский (чульманский) этапы осуществлялись прогрессивный метаморфизм одновозрастных им

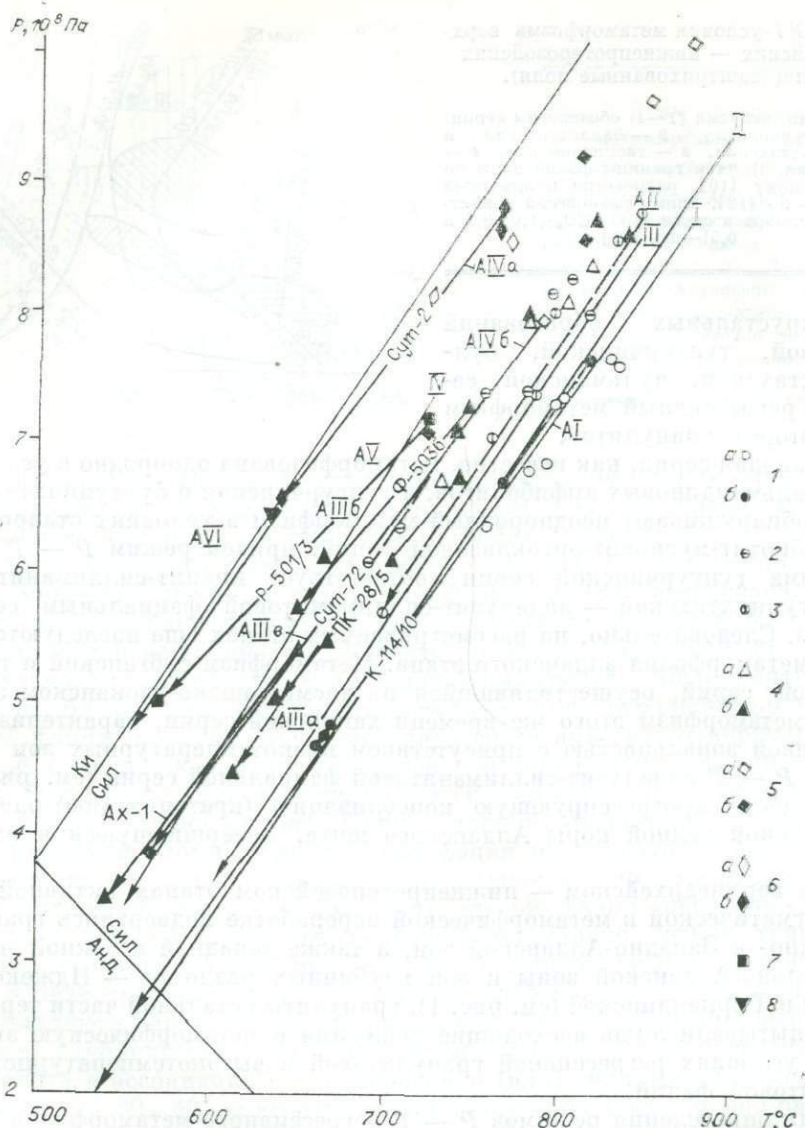


Рис. 4. Эволюционные P - T -тренды регрессивного метаморфизма гранулитовой фации Алданского щита (показаны жирными линиями).

AI—AII — Центрально-Алданская зона: AI — Нимырский и AII — Сеймский блоки; AIII — Восточно- и Западно-Алданская зоны: AIIIa — Тырканский и AIIIб — Усть-Тимптонский блоки, AIIIв — Дёс-Савгельский блок Западно-Алданской зоны; AIV — Сутамский блок: AIVa — южная и AIVб — северная части; AV — Оломокитский и AVI — Курульгинский блоки Олёкмо-Южноалданской зоны. Тонкими линиями показаны для сравнения аналогичные тренды метаморфических комплексов Юго-Восточной Финляндии (I), Ханкайского массива (II), Клада Лэйк Канады (III) и Центрального Массачусетса (IV) [12]. 1—8 — значения P и T , рассчитанные по равновесным составам граната и кордиерита в безгиперстеновых (1—5, 7, 8) и гиперстеносодержащих (6) гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсах по данным химических (а) и микронзондовых (б) анализов. Равновесия полиморфов Al_2SiO_5 по [13].

Выявленные на Алданском щите термодинамические режимы метаморфизма, их пространственные и временные вариации и связи с формационным составом и геотектоническими обстановками формирования метаморфических комплексов могут в той или иной степени повторяться в аналогичных структурах других регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Дук В. Л. и др. Изотопный возраст унгринского магматического комплекса Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 1, с. 206—209.

2. Бибикова Е. В., Кириозова Т. И., Макаров В. А. и др. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь).— Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 6, с. 1424—1428.
3. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма/Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л. Я., Подлеский К. К.— М.: Наука, 1983.— 195 с.
4. Горюхов И. М., Дук В. Л., Кицул В. И. и др. Rb—Sr системы полиметаморфических комплексов центральной части Алданского кристаллического массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 8, с. 5—17.
5. Другова Г. М., Чухонин А. П., Морозова И. М. и др. Возможный фундамент Алданского массива.— Сов. геология, 1984, № 11, с. 82—89.
6. Дук В. Л., Кицул В. И. Основные черты тектоники раннего докембрия Алданского щита в свете новых данных.— В кн.: Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1984, с. 9—10.
7. Кицул В. И., Богомолова Л. М., Дук В. Л. Стратиграфическое расчленение раннего докембрия Алданского щита.— В кн.: Тезисы 27-й сессии МГК. Т. 11, секция 05. М.: Наука, 1984, с. 323.
8. Кицул В. И., Богомолова Л. М., Дук В. Л. и др. Отражение тектонической структуры фундамента Алданского щита в метаморфических и минеральных фациях.— В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1979, с. 41—46.
9. Кицул В. И., Дук В. Л., Балаганский В. В. и др. Эволюция эндогенных процессов в раннедокембрийских комплексах Алданского массива и Джугджуро-Становой складчатой области.— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983, с. 168—182.
10. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метapelитов.— М.: Наука, 1979.— 262 с.
11. Новгородов П. Г., Шкоджинский В. С. Эксперименты по плавлению гранита в смеси $H_2O—CO_2$ и некоторые вопросы гранитообразования.— Геохимия, 1974, № 5, с. 741—749.
12. Эволюция метаморфизма Алданского массива/Перчук Л. Л., Кицул В. И., Подлеский К. К. и др.— Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1981.— 63 с.
13. Holdaway M. J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram.— Amer. J. Sci., 1971, v. 271, N 2, p. 97—131.

В. И. ШУЛЬДИНЕР, И. В. ПАНЧЕНКО

ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ КОМПЛЕКСОВ СТАНОВОГО ХРЕБТА

На западе Станового хребта широко распространены раннедокембрийские породы зверевской и становой серий, различающихся главным образом по уровню метаморфизма. Вместе с тем им придают статус стратиграфических подразделений: зверевскую гранулитовую серию относят к нижнему архею, становую, метаморфизованную в амфиболитовой фации, — к верхнему. Об их относительном возрасте обычно судят по метаморфическим отношениям. В частности, принимали синхронность диафтореза зверевской серии и прогрессивного метаморфизма становой, чем и определяли более молодой возраст последней [2]. С другой точки зрения, становые породы представляют собой нацело диафторированные (и из-за отсутствия реликтов воспринимаемые как прогрессивно метаморфизованные) гранулиты зверевской серии [4].

Решение подобных вопросов затрудняли ограниченные возможности распознавания стадийности метаморфических процессов. Повторный метаморфизм, параметры которого (T и P) соответствуют параметрам раннего метаморфизма или превышают их, приводит, как правило, к стиранию ранних парагенетических отношений. Поэтому ранние фазы метаморфизма достаточно отчетливо различаются лишь в случае ретроморфических и при этом не очень высокотемпературных проявлений повторного метаморфизма, когда рекристаллизация оказывается неполной. Авторы попытались преодолеть эти затруднения, изучая зональность гранатов, которая оказывается достаточно консервативной и сохраняет реликтовые отношения. «Запись» прогрессивных и регрессивных стадий метаморфизма в зональных гранатах стирается лишь при сравнительно высоких температурах — 650—700°C, что существенно расширяет возможности реконструкций. Используя это свойство гранатов в сочетании с известными

методами биминеральной термо- и барометрии, удалось воссоздать эволюцию метаморфической зональности на примере одного из участков Станового хребта (низовья р. Нюкжи).

Гранаты зверевской и становой серий обладают, как правило, бizonальным строением. Ядро обычно незональное, иногда прогрессивно-зональное; температура его кристаллизации определялась на основе распределения компонентов между гранатом и включениями ядра. Оболочка имеет регрессивно-зональное строение, свидетельствующее о повторном метаморфизме. Его максимальная температура определялась по гранату внешней оторочки в паре с прилежащим зерном. *PT*-условия оценивались в основном по биотит-гранатовому геотермометру и геобарометру Л. Л. Перчука. Использовались также амфибол- и хлорит-гранатовый геотермометры, дающие удовлетворительное совпадение с биотит-гранатовым, а для оценки давлений — гранат-плагиоклазовый геобарометр Л. Я. Арановича и К. К. Подлеского. В области высоких (более 800°C) температур применялся биотит-гранатовый геотермометр В. И. Шульдинера, а для богатых CaO пород — двупироксеновый геотермометр Б. Вуда и С. Банно. Давление для высокотемпературных парагенезисов оценивалось по гранат-плагиоклазовому и чарнокитовому геобарометрам (Д. Перкинс, Р. Ньютон).

С использованием полученных параметров были построены карты температурной зональности для разных этапов метаморфизма. Анализ карт и других материалов приводит к следующим выводам.

1. Зверевская и становая серии подверглись двухэтапному метаморфизму. Ранний метаморфизм зверевской серии соответствовал гранулитовой фации, становой — амфиболитовой. Поздний метаморфизм в обеих сериях проявился в рамках амфиболитовой — эпидот-амфиболитовой фаций. По отношению к зверевским породам он всегда ретроморфический, становые же оказались дважды метаморфизованными примерно в равных условиях (что и не позволяло выявить его двухэтапность обычными методами).

2. Метаморфические породы зверевской и становой серий кристаллизовались в широком диапазоне — 600—1000°C и более. Высокая разрешающая способность метода позволила произвести дробное (через каждые 50°) расчленение метаморфических полей и расшифровать их структуру.

3. Главной особенностью раннего метаморфического поля является конформность термальных, барических и стратиграфических поверхностей, которые на значительных расстояниях оказываются параллельными друг другу. Уровень метаморфизма коррелируется с положением толщи в стратиграфическом разрезе, регулярно возрастаая вниз по разрезу (рис. 1).

4. Поскольку допустить существование теплового поля, которое изначально было бы конформно сложной складчатой структуре комплекса, невозможно, предположим, что метаморфизм осуществлялся до главной фазы складчатости, когда свиты залегали полого и приблизительно параллельно близгоризонтальным изотермальным поверхностям теплового поля. Таким условиям лучше всего удовлетворяет модель метаморфизма погружения.

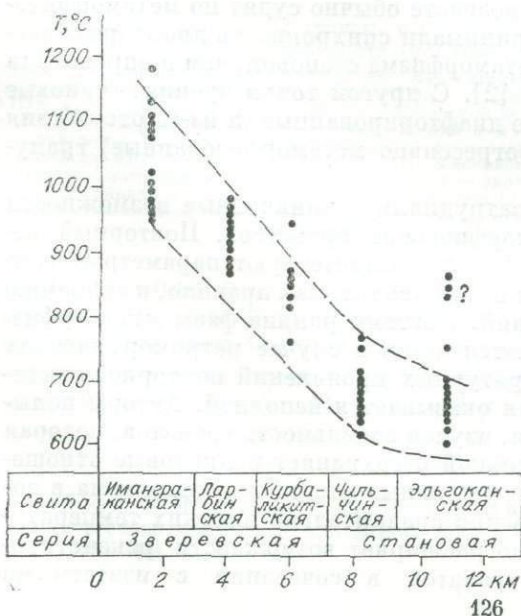


Рис. 1. Распределение температур раннего метаморфизма по разрезу зверевской и становой серий (со знаком вопроса — породы сомнительного стратиграфического положения).

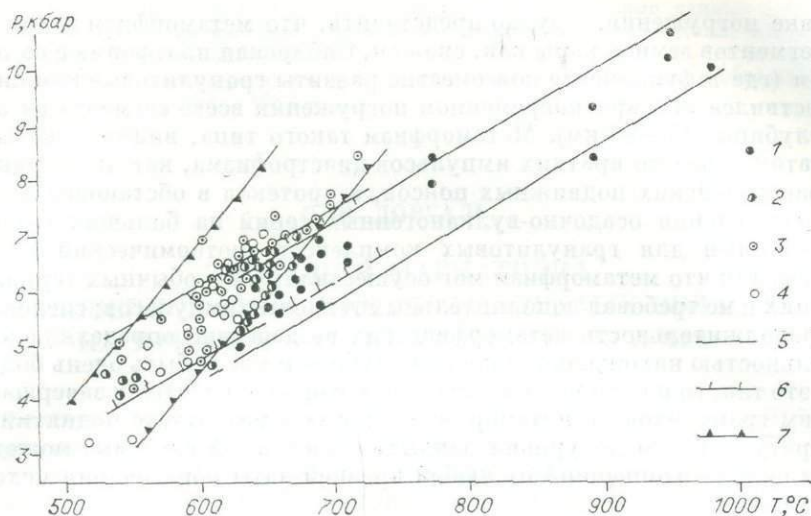


Рис. 2. P - T -параметры метаморфизма, определенные для раннедокембрийских комплексов западной части Алдано-Витимского щита.

1—3 — первичные парагенезисы алдано-станового (1), субганского (2) и удолянского (3) комплексов; 4 — вторичные парагенезисы алдано-станового комплекса; 5—7 — положение геотерм архейского гранулитового (5), малоглубинного позднеархейского (6) и раннепротерозойского (7) метаморфизма.

5. Единство ранней метаморфической зональности зверевской и становой серий и ее согласованность со стратиграфическим положением этих серий указывают на их принадлежность к единому комплексу и отсутствие сколько-нибудь существенного перерыва между ними.

6. Поздняя метаморфическая зональность очерчивает ряд термальных антиклиналей, пересекающих под большими углами раннюю тектоническую и метаморфическую структуру. Поскольку поздняя зональность в равной степени наложена на древнейшие толщи зверевской серии и на вышележащую становую, ее связь и синхронность с прогрессивным первичным метаморфизмом становой серии не подтверждаются.

7. Сравнение тепловых режимов раннего и позднего метаморфизма показывает (рис. 2), что геотермический градиент менялся: для раннего этапа он был около $15^{\circ}\text{C}/\text{км}$, для позднего — примерно 10 в изученном районе и до $40^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в прилегающих зонах.

Для определения возраста раннего метаморфизма отбирался циркон, бронированный в практически неизменном наложенными процессами незональном высокотемпературном гранате из слабо диафорированного гранулита. Предполагавшаяся сохранность изотопных отношений в таком цирконе подтвердилась: три его фракции дали сходящиеся значения, соответствующие 2,6 млрд. лет [1]. Эта датировка в общем соответствует возрасту более молодого субганского комплекса, развитого севернее; по разным определениям возраст его метаморфизма 2,7—2,9 млрд. лет [3, 6]. Субганский комплекс метаморфизован слабее, чем становая и зверевская серии, но температурный градиент его совпадает со зверевско-становым (см. рис. 2). Это означает, что оба комплекса сформировались в едином метаморфическом поле, в котором субганские породы располагались в верхних частях ореола.

Возраст исходных пород при этом мог существенно отличаться от возраста метаморфизма. Особенно это касается становой и зверевской серий; субганский комплекс отделен от них крупным несогласием [5]. При обсуждении вопроса о возрасте этих серий нужно принять во внимание, что раннедокембрийский метаморфизм отличался от более молодых проявлений прежде всего масштабами и глубиной. Важным отличием являются также латеральная однородность раннедокембрийского метаморфизма и достаточно строгое соответствие температуры давлению — признак того, что метаморфизм в раннем докембрии осуществлялся в об-

становке погружения. Трудно представить, что метаморфизм таких крупных сегментов земной коры как, скажем, Сибирская платформа с ее обрамлением (где в фундаменте повсеместно развиты гранулитовые комплексы), осуществился при кратковременном погружении всего сегмента на огромные глубины (15—40 км). Метаморфизм такого типа, видимо, не был результатом каких-то кратких импульсов диастрофизма, как это характерно для фанерозойских подвижных поясов, а протекал в обстановке длительного нахождения осадочно-вулканогенных серий на больших глубинах. Рассчитанный для гранулитовых комплексов геотермический градиент невелик, так что метаморфизм мог осуществляться в обычных термальных условиях и не требовал дополнительных тепловых импульсов; следовательно, продолжительность метаморфических воздействий определялась лишь длительностью нахождения пород на глубине и могла быть очень большой. Если это так, то полученная датировка, которая относится к завершающим стадиям гранулитового метаморфизма, когда в результате поднятий коры температура упала до уровня закрытия изотопной системы, может оказаться сильно оторванной от любой древней даты образования исходных пород.

Нужно, однако, учитывать, что в верхних горизонтах коры, в отличие от ее низов, временные флуктуации теплового потока и тектонические перемещения вели к достаточно быстрым изменениям температур — к возникновению кратковременных метаморфических импульсов. Поэтому одинаковые цифры изотопного возраста, полученные для разных уровней коры, имеют разный геологический смысл. Верхнеархейские датировки малоглубинного субганского комплекса означают возраст кратковременного разогрева, совпадающего с эпохой диастрофизма, т. е. возраст самостоятельного импульса, приведшего к возникновению зональных метаморфических ореолов в верхнем структурном ярусе архейской коры. В нижнем ярусе, сложенном становой и зверевской сериями, тот же импульс мог быть не индивидуализирован, а выступать как продолжение (и завершение) длительной эпохи гранулитового метаморфизма.

Поздний метаморфизм становой и зверевской серий, в отличие от раннего, был результатом самостоятельного импульса метаморфизма, наложенного на уже остывшие гранулиты. Это подтверждают петрографические соотношения минералов в горных породах, связь повторного метаморфизма с наложенными дислокациями и с послегранулитовыми гранитами и существенное изменение геотермального режима, о чем можно судить по относительному положению поздней геотермы (см. рис. 2). Поэтому приходится отказаться от мнения о позднеархейском возрасте диафтореза гранулитов: диафторез не связан со становлением становой серии, которая, как оказалось, сама подверглась повторному метаморфизму одновременно со зверевской, и субганского комплекса, метаморфизованного одновременно с заключительными стадиями гранулитового метаморфизма. Он имеет более молодой, скорее всего удоканский (раннепротерозойский), возраст. Этот вывод подтвержден двумя $K - Ar$ определениями возраста биотита (1,5—2,0 млрд. лет) из тех же гранулитов, из которых анализировался циркон (лаборатория ДВГИ, аналитик А. В. Игнатъев).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикова Е. В., Шульдинер В. И., Грачева Т. В. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области.— Докл. АН СССР, 1984, т. 275, № 6, с. 1471—1474.
2. Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта.— В кн.: Труды лаборатории геологии докембрия АН СССР. Вып. 11. Л.: Наука, 1960, с. 142—216.
3. Другова Г. М., Чухонин А. П., Морозова И. М. Древнейшие толщи Алданского щита.— Сов. геология, 1984, № 11, с. 82—89.
4. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны.— М.: Наука, 1967.— 298 с.
5. Кудрявцев В. Ан., Ахметов Р. Н., Бириолькин Г. В. Стратиграфия и тектоника верхнеархейских и нижнепротерозойских образований Удоканского и Кодарского хребтов.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 19. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1971, с. 113—134.

6. Неймарк Л. А., Миролюбов Е. П., Искандерова А. Д. и др. Новые данные о возрасте пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов. — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 2, с. 427—430.
7. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. — М.: Недра, 1982. — 226 с.

В. Н. ДОВГАЛЬ

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ НА ПРИМЕРЕ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА

Известно, что в ряду магматических пород, возникающих в процессе формирования и развития складчатых областей, породы повышенной щелочности (п. п. щ.), в особенности собственно щелочные, появляются преимущественно в последнюю очередь, завершая собой магматизм геосинклинального цикла. Смена щелочно-земельного магматизма магматизмом с повышенной щелочностью происходит более или менее постепенно. Процесс этот начинается еще до момента замыкания геосинклинали, главным образом в раннеорогенную стадию ее развития, и достигает своего апогея в период превращения геосинклинали в стабилизированную складчатую систему. Можно привести много примеров появления п. п. щ. в геосинклинальную стадию развития складчатых областей: альпийский складчатый пояс, Урал, каледониды Казахстана, варисциды Западной Европы, Тихоокеанский подвижный пояс и т. д., но все они носят фрагментарный характер. В этом отношении отличается Алтай-Саянский регион, где вследствие широкого распространения п. п. щ. и длительного их изучения представляется возможным воссоздать картину развития магматизма повышенной щелочности (м. п. щ.) складчатой области и на ее примере проследить эволюцию такого магматизма во времени.

М. п. щ. в Алтай-Саянской области проявился преимущественно в ее восточной, прилегающей к Сибирской платформе, части — в структурах байкальской и раннекаледонской (салаирской) консолидаций, а собственно щелочной магматизм с появлением фельдшпатоидных пород — только в этой части. Эволюция м. п. щ. хорошо прослеживается в структурах раннекаледонской консолидации.

Здесь устанавливаются две основные эпохи проявления м. п. щ. Первая связана с раннеорогенной стадией развития геосинклинали (средний кембрий — ордовик), вторая — с периодом среднепалеозойской, девонской, активизации. Но это основные эпохи. Раннеорогенным п. п. щ. предшествовали единичные, незначительные по масштабам распространения, собственно геосинклинальные проявления м. п. щ., например, трахилипариты, ортофиры и их субвулканические аналоги рифея — венда на восточном склоне Кузнецкого Алатау, венд-раннекембрийские (по другим данным — протерозойские) ортофиры и кварцевые сиениты в осевой части Кузнецкого Алатау и др. Далее, небольшие по масштабам проявления магматизма повышенной щелочности известны в последевонское время — в позднем палеозое — мезозое. Они венчают собой вертикальный ряд п. п. щ. зоны ранних каледонид и всей Алтай-Саянской области.

Раннеорогенные проявления м. п. щ. представлены преимущественно кварцевыми и бескварцевыми щелочно-земельными сиенитами и их разновидностями, переходными к диоритам, монцонитам и гранитам. Нередки кварцевые и бескварцевые щелочные сиениты, появляются нефелиновые породы сиенитоидного ряда, сосредоточенные главным образом в составе раннепалеозойских гранитоидных комплексов повышенной щелочности батолитового формационного типа. Щелочные монцонитоиды, очень редко нефелиновые сиениты, кроме того, часто встречаются в парагенезисе с предбатолитовыми щелочно-земельными или слегка ощелоченными габ-

бро. Эти парагенезисы описываются как раннепалеозойские сиенит-габбровые и габбро-монцодиоритовые комплексы. К раннеорогенным образованиям относится и проявление кварцевых и бескварцевых сиенитов, лейцитовых и нефелиновых сиенитов в юго-западной части Кузнецкого Алатау. Эти породы выступают здесь в качестве членов вулканоплутонической ассоциации. Они слагают небольшие штоки (фельдшпатоидные сиениты имеются лишь в одном из них), залегающие в поле среднекембрийских вулканитов, среди которых устанавливаются эпилейцитовые порфиры.

В девонское время м. п. щ. проявился в двух формах. С одной стороны, эти типично щелочные комплексы, состоящие преимущественно из фельдшпатоидных пород, варьирующих по составу от нефелиновых сиенитов до щелочных габброидов в интрузивной части и от фонолитов и ортофиров до трахибазальтов и тефритов — в эффузивной. Комплексы эти распространены ограниченно и приурочены к разломам, по-видимому, наиболее глубинного заложения, протягивающимся главным образом в северо-западном направлении приблизительно параллельно юго-западному контуру Сибирской платформы. Нефельдшпатоидные сиениты в этой ассоциации развиты ограниченно, хотя в эффузивной части их аналоги более часты.

С другой стороны, м. п. щ. проявился в форме сиенит-гранитных комплексов, сложенных лейкократовыми субщелочными, редко щелочными гранитами, граносиенитами, щелочными и щелочно-земельными сиенитами, кое-где нефелиновыми сиенитами. В целом по Алтае-Саянской области в составе девонских комплексов этого типа преобладают граниты, хотя в отдельных районах и массивах они по количеству уступают сиенитам. В эффузивной фации вулканитам гранитового и сиенитового состава нередко сопутствуют ощелоченные или нормально-щелочные лавы и туфы андезитового и иногда диабазового состава.

Сиенит-гранитные комплексы девона с выходом за пределы зон разломов глубинного заложения сменяют собственно щелочные комплексы этого времени по латерали. Однако полной уверенности в том, что те и другие ассоциации стоят на одном возрастном уровне, нет. В зонах переходов есть случаи прорыва нефелиновых пород гранитами. В девоне часты также латеральные переходы между комплексами м. п. щ. и слабоощелоченными и щелочно-земельными магматическими ассоциациями.

В позднепалеозойское — мезозойское время магматизм в зоне ранних каледонид Алтае-Саянской области проявился весьма ограниченно, но все комплексы пород этого времени относятся к классу повышенно- и собственно щелочных. В состав позднепалеозойских — мезозойских комплексов входят субщелочные и щелочные базальты, нефелиновые долериты, анкартиты, лимбургиты, щелочные и, возможно, субщелочные граниты.

Сопоставляя разновозрастные проявления м. п. щ. зоны ранних каледонид Алтае-Саянской области, нетрудно заметить, что во времени этот магматизм испытывал изменения состава породных ассоциаций, их относительной распространенности, состава отдельных типов пород в них, их генетической природы и т. д. При сопоставлении ранне- и среднепалеозойских комплексов м. п. щ. прежде всего выясняется, что первые из них, быть может за исключением типа упомянутого сиенитового комплекса юго-западной части Кузнецкого Алатау, принадлежат, по номенклатуре Л. С. Бородина [2], к гранитоидной формации и связаны в своем происхождении с процессами, приводившими к формированию раннепалеозойских батолитовых гранитоидов. Это касается, в первую очередь, м. п. щ., непосредственно входящих в состав батолитовой формации, но распространяется также на сиениты и монцодиориты раннепалеозойских сиенит-габбровых и габбро-монцодиоритовых комплексов.

Девонские ассоциации м. п. щ. более разнообразны по наборам пород, происхождению, генетическим связям. По характеру связи с исходными магмами, в соответствии с номенклатурой Л. С. Бородина [2], эти ассоциации могут подразделяться на щелочно-габброидные, нефелин-щелочно-

сиенитовые и гранитоидные. Первые два типа ассоциаций для раннего палеозоя не характерны, что же касается гранитоидной формации, по Л. С. Бородину, то она является результатом дальнейшего развития аналогичной формации раннего палеозоя, тем более что во многих районах зоны ранних каледонид Алтае-Саянской области девонский сиенит-гранитовый магматизм непосредственно следует, хотя и после временного перерыва, за раннепалеозойским гранитоидным магматизмом.

Девонским сиенит-гранитным ассоциациям, по сравнению с раннепалеозойскими батолитовыми гранитоидными комплексами, свойственны значительное возрастание относительной роли гранитов, резкое уменьшение относительной роли сиенитоидов повышенной основности (сиенитоидоритов и др.), увеличение в ряду сиенитоидных пород относительных количеств щелочных и кое-где нефелиновых сиенитов, граносиенитов. Наблюдается возрастание уровня щелочности некоторой части гранитов и граносиенитов с появлением щелочных разностей. Но в общем уровень щелочности девонских гранитов не превосходит таковой для гранитов раннего палеозоя, развитых в батолитовых гранитоидных комплексах повышенной щелочности.

В целом же уровень щелочности девонских комплексов п. п. щ. выше, чем аналогичных комплексов раннего палеозоя, причем достигается это двумя путями. Во-первых, появляются новые типы п. п. щ., например щелочные габброиды; во-вторых, происходит увеличение в составе комплексов количеств уже имеющихся п. п. щ., прежде всего, нефелиновых сиенитов, а также граносиенитов, субщелочных гранитов, возможно, щелочных сиенитов. По своему минерало-петрографическому типу, химизму, во всяком случае на уровне петрогенных элементов, эти породы аналогичны подобным породам раннего палеозоя и никаких устойчивых различий с ними по названным признакам не обнаруживают.

Однако есть одна особенность химизма, на которую хотелось бы обратить внимание, — это уровень калиевости пород. Отдельные раннепалеозойские п. п. щ. (щелочные сиениты, нефелиновые породы), если судить по Кузнецкому Алатау, являются в общем породами более калиевыми, чем п. п. щ. девона. Это прежде всего относится к щелочным сиенитам и нефелиновым породам батолитовой формации, что понятно, поскольку раннепалеозойский батолитовый гранитоидный магматизм повышенной щелочности, в связи с которым появляются названные щелочные образования, характеризовался существенной ролью калия при формировании пород [3]. П. п. щ. с достаточно высокими содержаниями калия, вплоть до лейцитовых сиенитов и псевдолейцитовых порфиров, имеются и в составе других раннеорогенных комплексов Кузнецкого Алатау.

Относительно высокая калиевость щелочных пород в зоне ранних каледонид Алтае-Саянской области, появившихся до момента окончательного замыкания этой геосинклинальной системы, отмечалась неоднократно. О случаях образования высококальциевых пород в геосинклинальную стадию развития подвижных поясов писал в свое время Ю. А. Билибин [1]. Автор статьи, интересуясь случаями появления в такой же обстановке фельдшпатовидных пород, обнаружил, что из 14 приведенных в литературе примеров вулканических ассоциаций такого рода в 12 имеются лейцитовые вулканиты.

Надо сказать, что нефелиновые сиениты с повышенными содержаниями калия, сопоставимыми с таковыми в нефелиновых сиенитах батолитовой формации, встречаются в Кузнецком Алатау и в девоне. Но они там тоже члены сиенит-гранитных комплексов, для пород которых характерна достаточно высокая доля калия в составе щелочей.

Тенденция к увеличению щелочности изверженных пород, наблюдаемая с переходом от раннепалеозойских магматических образований к девонским, прослеживается и в позднем палеозое — мезозое. Правда, собственно фельдшпатовидных пород позднепалеозойско-мезозойского времени в зоне ранних каледонид Алтае-Саянской области мало (хотя процент их от общего количества магматических образований этого времени, возмож-

но, не уступает проценту нефелиновых пород в магматических образованиях девона), но повышенная щелочность свойственна, по-видимому, всем магматическим породам позднего палеозоя — мезозоя, тогда как доля пород нормальной щелочности среди магматитов девона достаточно велика. В генетическом плане п. п. щ. позднего палеозоя — мезозоя принадлежат базальтоидной и гранитоидной линиям магматизма. Все они, включая и часть гранитов, отличаются четкой натровой специализацией.

Щелочные граниты верхнего палеозоя — мезозоя можно рассматривать как конечные продукты длительно эволюционирующих процессов гранитообразования, начало которых относится ко времени батолитового гранитоидного магматизма или еще более раннему. Суть их, по-видимому, — многократное переплавление гранитизированного субстрата с последовательным появлением все более лейкократовых и щелочных гранитных магм. Процесс этот, конечно, не был непрерывным. Он сменялся затишьями в магматической деятельности, местами внедрением магматических расплавов иного, в том числе основного, состава. Они, вероятно, наряду с другими факторами, стимулировали выплавление гранитных магм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. — М.: Гостеолтехиздат, 1955. — 87 с.
2. Бородин Л. С. Естественные ряды и формационные типы щелочных пород. — В кн.: Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974, с. 304—320.
3. Довгаль В. Н., Широких В. А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: Наука, 1980. — 215 с.

А. Д. ЩЕГЛОВ, С. А. ЩЕКА, В. Г. САХНО

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ВОСТОКА АЗИИ

Вулканические пояса являются типоморфными структурами зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. Этот регион служит ареной интенсивного вулканизма практически во все геологические периоды, что позволяет проследить эволюцию вулканизма в пространстве и времени, оценив его связь с разными тектоническими структурами и геосферами Земли. Не менее важно выявить металлогеническую специализацию вулканических поясов различной природы.

Под вулканическим поясом авторами понимается отчетливо выраженная линейная структура, в которой развиты вулканогенные и связанные с ними вулканогенно-осадочные и интрузивные образования, объединенные общностью магм и металлогении, а также тектоническими условиями проявления. К этой же категории относятся и мелкие вулканические зоны, представляющие или фрагменты более крупных поясов, или самостоятельные структуры, сопряженные во времени с формированием крупных региональных поясов.

По тектоническому положению, составам магм и металлогении выделяются следующие основные типы поясов:

1. Офиолитовые: на океанической и континентальной коре.
2. Островодужные.
3. Внутриконтинентальные: на кристаллическом и складчатом основании.
4. Крайнеконтинентальные.

Формирование офиолитовых поясов знаменует эпохи растяжения (рифтогенеза). Таких эпох на рассматриваемой территории было четыре: верхи нижнего кембрия; верхняя пермь; юра; нижний — верхний мел. Кроме того, несколько поясов и зон подобного развития (зеленокаменных поясов) вычлениются в пределах докембрия Алданского щита и его обрамления. По строению коры в момент формирования среди офиолитовых поясов выделяются:

I — пояса на первично-океанической коре: тип IA — на маломощной, тип IB — на мощной (зрелой); II — пояса на первично-континентальной: тип IIA — на маломощной, тип IIB — на мощной.

Выделенные типы отчетливо различаются по составу и рудоносности гипербазитовых и базальтоидных членов, строению стратиграфического разреза зон и положению в нем магматических продуктов. Коренное отличие поясов типа А от поясов типа Б заключается в строении стратиграфического разреза (снизу вверх) — вулканиты и интрузии — кремни-флишиды в первом случае и наоборот — во втором. Пояса типа Б характеризуются также мелководными фациями осадков и ультраосновными вулканитами.

К типу IA относятся современные океанические рифты, а также глубоководные желоба и желоба-разломы западной окраины Тихого океана (Марианский, Яп, Тонга, Центральный). Гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации здесь ассоциируют с океаническими толеитами.

Пояса типа IIA по составу магм и рудоносности в общем подобны предыдущим, однако разрез их наряду с мощными толщами кремней и граувакк включает аркозы и кислые эффузивы, что доказывает вовлечение в рифтогенез сиалической коры. Пояса этого типа формировались во внешних (Дмитриевская, Себучарская, Восточно-Сахалинская, Алучинская, Кузюльская и другие зоны) и во внутренних (океанических) частях зоны перехода (Восточная Камчатка), однако возраст их закономерно омолаживается в направлении океана от кембрия до верхнего мела; они характеризуются хромовой рудоносностью интрузий при металлогенической бесплодности вулканитов.

Пояса типа IB формировались на коре, в которой при значительной мощности (20—28 км) отсутствует или редуцирован гранитный слой. Этот тип коры характерен для наиболее восточных окраин материка (Вывенско-Ватынская, Пекулейнская, Валагинская зоны). Такая же кора существовала, видимо, к началу заложения зеленокаменных (с меймечитами) поясов на юге Алданского щита (Сутамская зона, кабактинская серия и др.), о чем свидетельствует существенно фемический состав их разрезов. По тектоническому режиму данный тип поясов, как и пояса типа IIB, представляет собой крупные вулканические поднятия на последних этапах эволюции рифтогенных структур.

Интрузии таких поясов имеют верлитовый состав и несут проявления железистых хромитов с платиноидами и титаномagnetита, толеитовые базальтоиды с обильной пирокластикой обогащены калием и обнаруживают признаки колчеданной минерализации.

К типу IIB относятся пояса с консолидированным и относительно жестким сиалическим фундаментом, верхняя граница которого простирается до низов мезозоя. Отнесение этих комплексов, содержащих щелочные базальты и ультраосновные вулканиты щелочного ряда, к офиолитовым (щелочным офиолитам) не бесспорно, однако ассоциация (кремни, базальты, гипербазиты) и значительная мощность разреза сходны с таковыми для толеитовых офиолитов. На изученной территории (Пенжинская, Восточно-Сахалинская, Симанто, Сихотэ-Алиинская, Северо-Вьетнамская зоны) вулканизм этого типа проявился одноактно (верхний триас—верхняя юра). Рудоносность поясов имеет отчетливо щелочной уклон — титан, железо, платиноиды, апатит, алмазы, редкие земли.

Островодужные пояса окаймляют западную окраину Тихого океана (Алеутский, Курило-Камчатский, Японский, системы Филиппинского моря, Тонга и др.). Геодинамической спецификой этих поясов является обязательная ассоциация структур: континент — окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб, что предполагает формирование островодужных поясов непосредственно в зоне стыка океанической и континентальной плит. Последнее доказывается наличием в пределах зрелых островных дуг (Камчатская, Японская, Филиппинская и др.) блоков древнего континентального фундамента. Утоненный характер коры (вплоть до океанического) и редуцированность гранитного слоя в окраинных мо-

рях позволяют связывать формирование поясов этого типа с деструкцией краев континентов и дрейфом в сторону океана его фрагментов. Наиболее интенсивно этот процесс проявлялся начиная с палеогена, хотя его признаки имеются и в более ранних периодах. В пределах каждой отдельной островодужной системы возраст поясов омолаживается в сторону океана.

Специфика геодинамического режима островодужных поясов обусловлена и своеобразием исходных магм, характеризующихся сиалическими тенденциями. Среди пород преобладают лейкократовые (высокоглиноземистые) базальтоиды и андезиты с повышенной кремнеземистостью и калиевоностью. Отчетливы латеральные вариации состава — в блоках с более мощной корой возрастает доля кислых пород, на океанической стороне дуг появляются низкокальциевые толеиты, отличающиеся от океанических повышенными лейкократовостью и железистостью, в то время как на континентальной стороне развиваются щелочные базальтоиды.

Рудная минерализация свойственна поясам всех возрастов, вплоть до современных, но промышленное значение она имеет в участках повышенной мощности коры со среднекислым магматизмом. Преобладают различные типы (медные, медно-полиметаллические) колчеданного оруденения с серебром и золотом, в молодых структурах существенна роль серноколчеданных и мышьяково-сурьмяно-ртутных проявлений.

К особому типу палеоостровных систем относятся пояса и зоны с существенно калиевым монзонит-трахибазальтовым магматизмом. Они широко представлены в тыловых зонах Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алинского и других окраинно-континентальных поясов, а также по границам многих жестких массивов (кирганикская и валагинская свиты на Камчатке, алчанская свита в Приморье и др.). Природа их еще далеко не ясна, но по режиму развития это цепи и архипелаги вулканических островов, формирующиеся на ложе мелководных морских бассейнов в зонах выклинивания континентальной коры.

К внутриконтинентальным вулканическим поясам относятся многочисленные структуры активизации, развитые в пределах кристаллических массивов и обрамляющих их складчатых систем различного возраста. По отношению к границам структур они могут быть тыловыми (внутренними), пограничными и транзитными, однако преобладающее влияние на состав магм и их металлогению оказывает тип фундамента — докембрийский кристаллический или фанерозойский складчатый. Это обычно цепи сравнительно небольших трабенообразных линейных впадин и сводовых поднятий вдоль протяженных разломов, формирующиеся на консолидированном основании и не связанные со складчатостью. Возникновение их характерно для всех эпох, но в рассматриваемом регионе они наиболее развиты в верхней юре и на границе нижнего и верхнего мела.

Наиболее полно все типы внутриконтинентальных поясов проявлены и изучены в Амурском блоке, в меньшей мере — в Колымском. Основными элементами, на которых закладывались вулканические пояса, являются Буреинский, Малохинганский, Фэншуйлинский, Охотский, Омолонский кристаллические массивы и обрамляющие их Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская, Верхоянская, Олойско-Алазейская складчатые системы.

Различие в составе и строении фундамента, вовлеченного в активизацию, обусловило и сопряженные корреляции состава и рудоносности магм. В общем случае для зон сводовых поднятий на кристаллическом фундаменте (Фошаньская, Хинганская и др.) характерно преобладание кислых пород с пониженными общей щелочностью и известковистостью и повышенными глиноземистостью и калиевоностью. В восстановленной флюидной фазе возрастает роль фтора. Рудоносность таких зон имеет кислотные вольфрамово-оловянные тенденции. В депрессионных линейных зонах (Тырмо-Гуджалевская, Большехинганская и др.) развиты среднеосновные вулканы с полиметаллической минерализацией.

Зоны, заложенные на складчатом фундаменте, отличаются в целом более известковым и щелочным (натровым) составом магм с повышением доли бора. При этом магмы зон, проявляющиеся на эвгеосинклинальном

субстрате (Селитканская, Тутурская и др.), более основные (андезитоидные), известково-натровые с развитой молибденовой и медно-полиметаллической минерализацией. Магматические породы зон на миегеосинклинальном фундаменте (Мяо-Чанская, Ям-Алинская и др.) при повышенной известковистости обогащены калием и бором и несут вольфрамово-оловянную минерализацию. Пограничные зоны (Баджальская, Наданьхада-Алинская и др.) характеризуются промежуточными составами магм и совмещением рудных проявлений кристаллических и складчатых массивов.

К особому типу относятся выявленные в последние годы на кристаллических массивах приразломные зоны активизации рифтогенного характера со щелочно-базальтоидным магматизмом на Омолонском массиве и в Северо-Восточном Китае.

Окраинно-континентальные вулканические пояса, как и островодужные, являются четко выраженными планетарными структурами, протягивающимися более чем на 8000 км вдоль всей восточной окраины Азиатского материка.

Специфика положения окраинно-континентальных поясов в зоне перехода от океана к континенту указывает на непосредственную связь их с процессами взаимодействия континентальной и океанической плит. По отношению к структурам континента — это транзитные структуры, секущие образования различного возраста и состава. На рассматриваемой территории они формировались в интервале верхний мел — палеоген. Установление их внешних и внутренних границ зачастую затруднено. С одной стороны, на отдельных участках фрагменты этих поясов обнаруживаются на континентальной стороне островных дуг (Южно-Корейский пояс — о-в Хонсю), что позволяет связывать начало дрейфа Японской дуги на восток с заложением окраинно-континентального пояса. С другой стороны, в тыловой (внутренней) части пояса значительно внедряются в глубь континента по трансформным зонам (р. Амур и др.) или граничат с нижнемеловыми палеоостровными системами, структурно связанными с триасово-юрскими геосинклиналями и не имеющими отношения к поясу. В ряде случаев (Охотско-Чукотский пояс) эти зоны включаются в состав пояса, однако коренное отличие в механизме извержений (мелководный островной в первом случае и субаэральный — во втором) позволяют уверенно их различать. Следует также подчеркнуть, что внутриконтинентальные пояса и зоны областей активизации предшествуют во времени формированию окраинно-континентальных поясов.

Составы магм окраинно- и внутриконтинентальных поясов в целом идентичны, что связано с заложением этих структур на мощном и разнородном сиалическом основании и приуроченностью их (структур) к зонам сжатия. Следствие этого — преобладание кислого материала. Такие же магмы свойственны и блокам с мощной корой в зрелых островодужных системах (исключая незначительно пониженную калиевость), и лишь магмы наиболее приближенных к океану частей островных дуг отличаются повышенной известковистостью или магнезиальностью (островодужные толеиты и бонинциты).

Металлогенической особенностью окраинно-континентальных поясов являются различные типы низкотемпературной золотосеребряной минерализации, превалирующие над более фемической медно-колчеданной минерализацией островных дуг.

В зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану выделяются несколько глобальных эпох магматизма, соответствующих периодам сжатия (существенно кислый магматизм) и растяжения (фемический магматизм). Наблюдается постепенное омоложение этих эпох в сторону океана с повышением фемичности магм и рудной минерализации. Будучи структурами, наложенными на разнородный по составу и мощности фундамент, вулканические пояса характеризуются пестротой состава магм и связанного с ними оруденения. Преобладание «сиалических» (обогащенных Si, Al, K) магм и оруденения (Sn, W, Pb, F) над фемическими (Mg, Cr, Na, Cu, Ti, Ni) свидетельствует о ведущем характере процессов деструкции

континентальной коры в зоне перехода от континента к океану. Можно допустить, что периодическое сближение или расхождение сиалической азиатской и фемической тихоокеанской плит вызывало значительное поступление в верхние оболочки тектоносферы мантийных магм и флюидов, активизирующих рудно-магматические процессы особенно в блоках раздробленной сиалической коры края континента. Не исключено, что эти процессы обусловлены периодическими изменениями скорости вращения Земли. Наличие «обломочного» обрамления у Азиатского континента (островные дуги, окраинные моря) и «спрессовывание» всех типов вулканических поясов в единую структуру на краю Американского континента, возможно, указывают на превалирование процессов замедления вращения Земли с верхнего мела до настоящего времени.

Н. А. ШИЛО, Р. Б. УМИТБАЕВ, В. П. ГОНЧАРОВ,
Е. Ф. ДЫЛЕВСКИЙ, О. Н. ИВАНОВ, Б. А. КУЛЕШОВ,
П. П. ЛЫЧАГИН, А. П. СОБОЛЕВ, В. С. ИВАНОВ,
Г. Б. ЛЕВАШЕВ, В. Г. САХНО, В. А. ХОМИЧ, В. И. СУХОВ,
Г. В. РУЧКИН, В. Н. ВОЕВОДИН, А. Б. ИГНАТЬЕВ

ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ТПП)

В развитии главных геоструктур земной коры наблюдается чередование двух геодинамических режимов — сжатия и растяжения. Режимы растяжения обуславливали деструкцию континентальных массивов и областей со зрелой океанической корой, что приводило к возникновению рифтов, эв- и миогеосинклиналей и других структур на утоненном континентальном или меланократовом фундаменте. Режимы сжатия вызывали формирование прото- и дейтероорогенных областей, важнейшими элементами глубинного строения которых в ТПП являются сейсмофокальные зоны (СФЗ). Помимо прямых геологических индикаторов режимов растяжений — сжатий для их выявления важное значение имеет анализ магматизма, который, в принципе, делится на два типа; анорогенный и орогенный или толеит-базальтовый и липарит-андезитовый по А. А. Маракушеву. Первый характеризует обстановку преобладающего растяжения, а второй — сжатия.

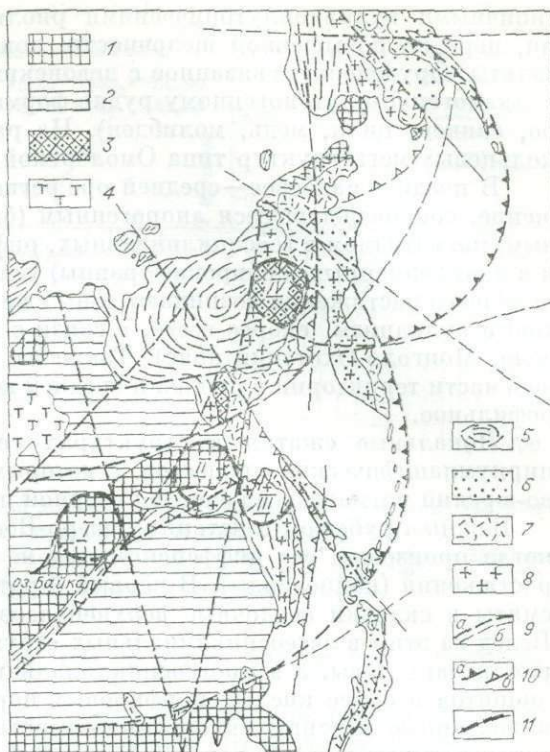
Дорифейская история региона раскрыта еще слабо. Можно предположить, что в архее имели место две крупные эпохи растяжения и две — сжатия, последняя из которых завершилась становлением протоконтинентальной коры, зафиксированной ультраметаморфизмом и анатектическими гранитами. Начало протерозоя — эпоха растяжения, заложения ортогональной сети глубинных разломов, послуживших каналами для подъема анорогенных магм (базиты, гипербазиты), а конец среднего протерозоя — эпоха сжатия, интрузивного многофазного магматизма и наземного вулканизма в протогесинклинальных зонах и областях протоактивизации континентальных блоков. В эту эпоху проявились первые сводово-глыбовые дислокации и разломы диагональной сети.

К началу неогена восточная часть Азиатского континента, протягивавшаяся, по нашему мнению, до современных островодужных сооружений, представляла собой оформившийся кратон. Он был нарушен сетью орто- и диагональных зон глубинных разломов, в которые оказались как бы вложенными разнопорядковые кольцевые и дуговые структуры. Все это повлияло на расположение, ориентировку и многие особенности геоструктур неогена (рис. 1).

История развития юга Дальнего Востока и Северо-Востока СССР в неогее в целом характеризуется преобладанием условий растяжения,

Рис. 1. Схема важнейших орто- и диагональных сквозьструктурных линейментов, дуговых разрывов и мегаструктур северо-запада ТПП (с элементами районирования).

1 — выходы дорифейского фундамента Сибирской и Китайской платформ; 2 — чехол платформ; 3 — средне-позднедевонские орогенные магматиты; 4 — сибирские траппы; 5 — мио- и эвгеосинклинальные мезозонды; 6 — кайнозонды; 7 — вулканогенные и вулканоплутоногенные пояса и зоны; 8 — перивулканические зоны; 9 — глубинные разломы (а) и их предполагаемое продолжение (б); 10 — участки глубинных разломов, вдоль которых возникли современные (а) и палеосейсмофокальные (б) зоны; 11 — наиболее надежно обоснованные мегасводы (I — Прибайкальский, II — Учурский, III — Нижнеамурский, IV — Омолонский).



нарушаемых сравнительно кратковременными сжатиями, имеющими, тем не менее, очень важное значение в отношении магмо- и рудогенеза. Уместно отметить, что на фоне преобладающих сжатий или растяжений в пределах отдельных геоструктур локально проявлялись напряжения противоположного знака, что ярко выражено в сосуществовании на многих этапах развития северо-запада ТПП тектонопар геосинклиналь — ороген.

Рифейско-раннепалеозойская магматическая история северо-запада ТПП связана с распадом Азиатского континента. В пределах возникших в это время эвгеосинклинальных прогибов формировались типичные офиолитовые (гипербазит-базит-кремнистые) ассоциации. В прилегающих к эвгеосинклиналям частях миегеосинклиналей и на срединных массивах локально проявились калиевый и ультракалиевый базальт-риолитовый и шпонитовый вулканизм и медное оруденение. На Омолонском массиве излились субщелочные калий-натриевые базальты и внедрились пикриты и диабазы. Примерно в это же время сформировались щелочные сиениты и нордмаркиты (амандыканский комплекс). На Бурейском массиве в начале данной эпохи образовалась контрастная базальт-риолитовая ассоциация (с исландитами), а в конце — крупные гранитоидные плутоны (биробиджанский комплекс). На Ханакайском массиве последним соответствуют интрузии вознесенского комплекса. В пределах прогибов у восточных окраин Сибирской платформы и Бурейского массива в рифее возникли узкие зоны с базитовым магматизмом (крипторифты), послужившие, вероятно, путями миграции ювенильных растворов, обусловивших формирование стратиформных залежей полиметаллов в карбонатно-терригенных толщах рифея и кембрия.

Средний палеозой — одна из эпох интенсивного магматизма в истории Земли. Размеры бассейнов геосинклинального осадконакопления и анорогенного магматизма резко сокращаются, а на их месте возникают поднятия с орогенными натриевыми риолит-андезитовыми комплексами, сопровождающимися медно- и цинково-колчеданным оруденением (Олойская зона). В окраинных прогибах (Сетте-Дабан и др.) в девоне в узких зонах проявился щелочно-базитовый вулканизм, очевидно рифтогенный.

Особенно интересен средне-позднедевонский дейтероорогенный магматизм, широко проявленный на срединных массивах. Он представлен

типичными вулканоплутоническими риолит-гранитоидными ассоциациями, нередко повышенной щелочности; локально развиты андезиты и базальты. Оруденение, связанное с девонским магматизмом, принадлежит к вулканогенно-плутоногенному рудно-формационному ряду (золото, серебро, свинец, цинк, медь, молибден). На размещение его влияло наличие кольцевых мегаструктур типа Омолонской.

В позднем палеозое—средней юре регион испытал новое общее растяжение, сопровождавшееся анорогением (базальтовым и базальт-риолитовым) магматизмом в геосинклинальных, рифтогенных, а за его пределами — и в платформенных (сибирские траппы) условиях. В позднем триасе на фоне общего растяжения возникают зоны сжатия, в которых начался андезитовый вулканизм, скорее всего, а связи с палео-СФЗ (Кони-Мургальская зона, Монголо-Охотский пояс). Такие же условия сохранились на большей части территории в ранней и средней юре. Оруденение халько- и сидерофильное.

Локальные сжатия в структурах северо-запада ТПП — следствие циркумпафических процессов, с которыми связан интенсивный триасово-юрский магматизм на западе Северной и Южной Америки.

Важным рубежом в истории Северо-Востока СССР была поздняя юра, когда произошла его дифференциация на область сжатия (мезозойды) и растяжения (кайнозойды). В первый (протоорогенный) этап сжатия были смяты в складки осадочные верхнепалеозойско-юрские толщи мезозойд. Вслед за этим в эвгеосинклинальных структурах излились андезитовые и риолитовые лавы, а в миогеосинклинальных внедрились малые интрузии диоритов и более кислых порфировых пород и сформировались крупные аллохтонные массивы высокоглиноземистых гранитов (колымский комплекс).

В Сихотэ-Алине и в некоторых зонах мезозойд Северо-Востока СССР в поздней юре еще сохраняются, а местами и возникают раздвиговые структуры, сопровождающиеся анорогением магматизмом (Южно-Анжуйская, Илин-Тасская и другие зоны). Протоорогенное сжатие и гранитоидный магматизм проявились в них в начале мела (хунгарийская и другие серии).

На заключительных этапах протоорогенного сжатия в миогеосинклиналях сформировались гранодиорит-гранитные интрузии (чукотский комплекс, нижнеамурская серия и др.), с которыми ассоциирует оловянно-вольфрамовое и полиметаллическое оруденение, а в эвгеосинклиналях — габбро-плагногранитные и габбро-сиенитовые комплексы с медной и медно-молибденовой (с золотом) специализацией (Олойская, Южно-Анжуйская и другие зоны). Скорее всего, в это же время были подновлены Монголо-Чукотская, Прибрежная и другие палео-СФЗ, над которыми в эпоху мелопалеогенового дейтероорогенеза возникли окраинно- и внутриконтинентальные области тектономагматической активизации (ТМА).

Наиболее детально в настоящее время проанализированы строение и металлогения Охотско-Чаунской области ТМА. Она развилась над Монголо-Чукотской палео-СФЗ и состоит из вулканической (Охотско-Чукотский пояс в обычном понимании) и перивулканической зон. Важнейшими структурными элементами области являются мегасводы поперечником 500—600 км, для которых предполагаются древнее (докембрийское) заложение и унаследованное развитие. Для нее характерна отчетливая магматическая и рудная зональность, в принципе соответствующая зональности вулканогенно-плутоногенного оруденения над зоной Бенъофа и коррелирующая со свойствами земной коры региона (рис. 2). Примерно такой же зональностью обладает и Приморская область ТМА, хотя в ее пределах менее четко выделяются внутренние вулканогенные дуги, которые в Охотско-Чаунской области вмещают медно-колчеданное (с золотом) и медно-порфировое (с молибденом и золотом) оруденения, связанные с тоналит-гранодиоритовой формацией.

Монголо-Охотская и другие внутриконтинентальные области ТМА характеризуются существенно гранитоидным магматизмом и плутоногенным

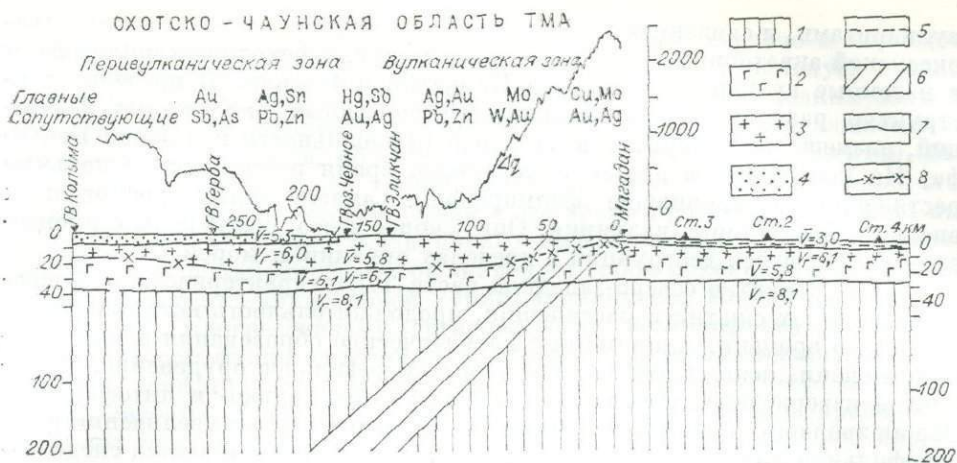


Рис. 2. Корреляция металлогенической зональности и глубинного строения Охотско-Чаунской области ТМА по профилю Магадан — Колыма.

1 — мантия; 2 — «базальтовый» слой; 3 — «гранитно-метаморфический» слой; 4 — породы верхоянского комплекса; 5 — осадки в Охотском море; 6 — Челоджинско-Ийемский шов палео-СФЗ; 7, 8 — границы: 7 — сейсмологические, 8 — грави- и магнитометрические.

оруденением, общий фон которого, тем не менее, близок фону окраинно-континентальных областей ТМА.

Возобновившееся (или усилившееся) в поздней юре растяжение края Азиатского континента привело к расчленению его на серию эвгеосинкли-нальных зон субмеридиональной (Сахалин — Хоккайдо), северо-восточной (Корякия — Камчатка) и другой ориентировки, которые разделяли крупный Охотоморский континентальный блок и микроконтиненты, опустившиеся ниже уровня вод океана.

В пределах Корякско-Камчатского региона наблюдается смещение процессов вулканизма в направлении континент — океан во времени. Здесь возникали сопряженные пары прогибов и островных дуг. В прогибах формировались преимущественно анорогенные базальтовые серии и кремнистые толщи, а в приконтинентальных их частях — пикрит-меймечитовые комплексы. В островных дугах накапливались вулканиты повышенной кислотности и щелочности, указывающие на наличие в их основании блоков континентальной коры. Важно подчеркнуть, что неокомовые морские базальт-андезитовые толщи Пекульнейско-Мургалско-Тайгоносской дуги в юго-западном направлении сменяются одновозрастными наземными базальт-андезитовыми накоплениями Охотско-Чукотского пояса. Подобные соотношения имеет и Курильская система островных дуг с Восточно-Камчатским и Японским наземными вулканическими поясами.

В поздне меловой — палеогеновый этап арена анорогенного магматизма сместилась в Корякско-Камчатской области еще далее в сторону океана, в Олюторско-Востококамчатскую зону, а почти вся ее западная часть стала сушей с локальными проявлениями протоорогенного магматизма.

Развитие эвгеосинклинальных зон Корякско-Камчатской и Хоккайдо-Сахалинской областей сопровождалось неоднократным внедрением ультрабазит-габбро-плагитогранитных серий с различным оруденением. В сопряженных с ними вулканических дугах формировались раннеорогенные габбро-плагитогранитные серии с медной, медно-молибденовой и другой минерализацией. С позднеорогенными гранитоидными, обычно калиевыми, интрузиями ассоциируют медно-молибденовое, олово-серебряное и ртутное оруденения.

Неоген-четвертичная эпоха сжатия проявилась интенсивно преимущественно вдоль современных притихоокеанских окраин. В то время возродились СФЗ, над которыми в Корякско-Камчатской области формировались наземные вулканогенные пояса, сложенные известково-щелочными

вулканитами, и связанные с ними перивулканические зоны, а вдоль тихоокеанской акватории — система островных дуг, переходящая по латерали в наземные вулканические пояса Камчатки и Японии. В пределах геоструктур развивался вулканогенно-плутоногенный ряд рудных формаций, размещение которых отвечает модели зональности над зоной Бенюфа. На континенте в неоген-четвертичное время проявились локальные растяжения, обусловившие формирование амагматических рифтогенных впадин и базальтовые излияния. Они, скорее всего, сопряжены с процессами усилившейся деструкции в пределах окраинных морей.

Итак, развитие северо-западной части ТПП характеризовалось чередованием эпох сжатия и растяжения, продолжительность которых сокращалась во времени. Анорогенные магматические образования эпох растяжения специализированы на сидеро- и халькофильное оруденение, а орогенные изверженные породы эпох сжатия — на халько- и литофильное. Общая эволюция рудообразования в неогее выразилась в увеличении роли литофильной минерализации от риффея к кайнозой, что является следствием возрастания степени повторной континентализации земной коры региона во времени.

Характер магматической и металлогенической зональности на протяжении неогее постепенно изменялся от перикратонного в рифее, раннем и среднем палеозое до периокеанического в позднем палеозое, и особенно в мезо- и кайнозое. Процессы рифтогенеза и крипторифтогенеза, сопровождавшиеся анорогенным магматизмом и проявившиеся в самых разных по природе геоструктурах (авлакоген, миогеосинклиналь и др.) на различных этапах развития региона, обусловили развитие во внешней металлогенической зоне ТПП «чужеродного» ей халько-, а порой и сидерофильного оруденения. Присутствие литофильных минерализаций во внутренней зоне ТПП указывает на наличие в ее основании блоков континентальной коры.

А. А. АБДУЛИН, К. А. АБДРАХМАНОВ, М. А. КАСЫМОВ

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ИСТОРИИ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА

Формационный анализ магматических и метаморфических образований, основы которого разработаны в трудах Ю. А. Кузнецова, широко применяется в Казахстане и способствует решению многих вопросов региональной геологии, тектоники и петрологии.

Палеозоиды Казахстана развивались полициклично. Каждому тектономагматическому циклу свойственны определенные ряды и серии метаморфических и магматических формаций, часть которых повторялась от цикла к циклу, а другие либо исчезали, либо видоизменялись, приобретая новые структурно-вещественные признаки.

Для раннедокембрийской истории казахстанских палеозоид мозаично-блокового строения характерны гранулит-гнейсовый и гранит-зеленокаменный комплексы сложного формационного строения.

Гранулит-гнейсовый комплекс фиксируется в ядрах древних антиклинорий Кокчетав-Тяньшаньского срединного массива. Для него характерны шпинель-кордиерит-кварцевые, гиперстеновые, двупироксеновые гнейсы и сланцы, чарнокитовые мигматиты, диафторированные в условиях амфиболитовой фации умеренных и отчасти повышенных давлений. В его составе фиксируется кварцево-диорит-тоналитовая формация ранней протокоры континентального типа, испытывавшая региональный метаморфизм гранулитовой фации низких давлений.

Формирование гранит-зеленокаменных структур, выявленных в Мугоджарах, Улутауском антиклинории, Северо-Западном Прибалхашье

и сложенных лептинит-амфиболитовой ассоциацией, связано с периодом деструкции протокры континентального типа. В начальную стадию деструкции происходили излияния основных и ультраосновных магм и магматическая базификация древней коры. С нисходящими движениями зеленокаменных поясов, обусловленными гравитационным эффектом, было связано образование в глубинных частях высокобарических эклогитоносных метаморфитов. Метаморфизм в это время протекал в условиях пиритовой субфации альмандиновых амфиболитов. Следующая стадия развития зеленокаменных поясов знаменует собой появление дифференцированной базальт-липаритовой серии вулканитов. Породы этой серии подверглись прогрессивному региональному метаморфизму альмандин-амфиболитовой фации умеренных давлений, с которым связаны, с одной стороны, диафорические преобразования эклогитоносных metabазит-гипербазитовых ассоциаций, а с другой — ремобилизация древнейших гранулит-гнейсовых комплексов фундамента и его диашироидное перемещение из глубинных зон в верхние структурные этажи. Кроме того, метаморфизмом и гранитизацией этого этапа обусловлены утолщение древнейшего сиалического слоя в раннедокембрийских зеленокаменных поясах и формирование зрелой континентальной коры, что подтверждается появлением среднепротерозойской базальтовой серии повышенной щелочности.

Таким образом, для раннедокембрийских зеленокаменных поясов типичны metabазальтовая, метагаббро-перидотитовая, метадиабазовая, метагабброидная, metabазальт-липаритовая, метагаббро-плаггиогранитная формации. Это позволяет интерпретировать ранние зеленокаменные пояса как древние гомологи палеозойских геосинклинально-складчатых структур, но отличающиеся от последних такими специфическими формациями, как metabазальтовая с коматитами, эклогитоносная metabазальтовая, metabазит-гипербазитовая, мигматит-плаггиогранитная.

Раннедокембрийский этап палеозойда Казахстана завершился мощным ультраметабазальтным гранитообразованием с последующим появлением позднепротерозойских формаций плаггиогранито- и гранитогнейсов (суыктальский комплекс), гранитогнейсов и порфиробластических гранитов (жаункарский комплекс) и калиевых гранитов (узунжалский комплекс).

Начиная с рифея, палеозойды Казахстана развивались двумя путями. Первый — типичен для Кокчетав-Улутау-Тяньшаньского микроконтинента с формациями континентального рифтогенеза (златогорская габбропироксенит-перидотитовая, красномайская, щелочно-ультраосновная, кайнарская, трахилипарит-трахибазальтовая, кумустинская граносениитовая) и офиолитовыми формациями региональных рифтовых зон (верхнекембрийско-среднеордовикские базит-гипербазитовая, кремнисто-спилит-диабазовая, габбро-диабазовая, габбро-плаггиогранитная). Офиолитовые формации микроконтинента имеют аллохтонную природу, залегают в форме линз и пластин среди молодых вмещающих геологических формаций. Они трассируют региональные глубинные системы разломов надвигового типа (Чу-Илийский, Центрально-Заилийский пояса с офиолитами).

К характерным особенностям рифтогенных континентальных формаций относятся умеренно и резко повышенная щелочность, контрастная дифференцированность, расслоенность, плутонические и вулканоплутонические фации.

Верхнеордовикско-девонский этап гранитообразования в области микроконтинента и обусловил появление ряда гранитоидных формаций: кварцево-диорит-тоналит-плаггиогранитовой, гранодиорит-гранитной и лейкогранит-аляситовой.

Эти формации слагают полигенные автохтонные массивы в ядрах купольных и валовидных раннедокембрийских и раннепалеозойских поднятий или формируют автономные мезозональные плутоны. Гранитоиды обладают признаками метамагматической природы, отличаются повышенной калиевой щелочностью и глиноземистостью по сравнению с соответствующими среднемировыми стандартами; образовались они в результате

магматического замещения осадочно-метаморфического субстрата под действием интрателлурических щелочных флюидов.

В раннедокембрийских диафторированных куполах (Кокчетавская глыба, Улутауский, Мугоджарский и Киргизский антиклинории) гранитоидные формации разной щелочности — основности совмещены в виде последовательно смещающихся от периферии к центру зон с постепенными переходами. Нередко разновозрастные минеральные парагенезисы не картируются в форме отдельных полей или массивов, а образуют породные ассоциации пестрого состава.

В раннепалеозойских валовидных поднятиях гранитоидные формации разной щелочности — основности слагают линейно вытянутые и овальные массивы зонального строения. Зональность фиксируется последовательной сменой от периферии к центру амфиболит-гнейсового внешнего пояса метагабброидами и метадиоритами, затем среднекислыми и далее — наиболее кислыми метагранитоидами. При этом щелочность метагранитоидов варьирует от натриевого типа через калий-натриевый до калиевого. Абсолютный возраст метагранитоидов колеблется в пределах 440—370 млн. лет, фиксируя время верхнеордовикско-позднедевонского гранитообразования.

Гранитообразование в области микроконтинента сменилось формациями активизации: позднедевонские — лейцит-базальтовая, щелочно-габброидная, нефелин-сиенитовая, пермские — сиенит-граносиенитовая, гигантопорфировых щелочных сиенитов, эмекоит-монцит-сиенитовая, триасовая — липарит-трахибазальтовая.

Второй путь эволюции прослеживается в Селеты-Бозшаколь-Чингиз-Тарбагатайском сегменте казахстанских палеозойд, который на западе сочленяется с Кокчетав-Улутау-Тяньшаньским микроконтинентом, а с востока ограничивается герцинскими структурами Зайсанской системы. Здесь отсутствуют выходы догеосинклинального метаморфического основания, что позволяет предполагать наличие коры океанического типа.

В Чингиз-Тарбагатайской структуре геосинклинальный магматизм выразился в формировании дифференцированных базальт-дацитовой, базальт-липаритовой, андезитобазальт-липаритовой, андезитобазальт-дацитовой формаций в течение кембрия — позднего ордовика. Среди вулканитов доминируют андезитовые порфириты, менее развиты базальтовые порфиры и очень мало дацитовых и липаритовых порфиров. Местами андезитобазальтовый вулканизм продолжался в силуре.

В осевой части Чингиз-Тарбагатайской структуры установлена гипербазитовая формация в виде нескольких прерывистых поясов. Возможно, что ультрамафиты аллохтонного залегания — лишь часть первичных офиолитовых ассоциаций океанического типа.

В Селеты-Бозшакольской структуре выявлены габбро-перидотитовая и диабазовая нижнекембрийские, андезит-трахибазальтовая средне-верхнекембрийская, андезитобазальтовая среднего ордовика, липарит-андезитобазальтовая и габбро-диоритовая формации позднего ордовика.

Формации гранитизационного этапа развивались в течение позднего ордовика и девона и представлены кварцево-диорит-тоналит-гранодиоритовой, гранит-граносиенитовой и аляскит-щелочно-гранитовой фациями умеренных и малых глубин. Гранитоидные формации структур второго типа имеют повышенную общую и натриевую щелочность, железистость и основность, характеризуются умеренной и малой глубиной формирования и аллохтонной формой залегания. Формаций активизированного этапа не установлено.

Герцинские структуры зайсанского типа, формировавшиеся, видимо, на коре океанического типа, характеризуются развитой офиолитовой ассоциацией (Чарский базит-гипербазитовый аллохтонный пояс) и гранитообразованием в течение нижнего карбона — поздней перми. На примере Чарского офиолитового пояса установлено, что ассоциации ультраосновных пород, пироксенитов, габброидов и вулканогенных комплексов с прослоями радиоларитов и кремней являются офиолитами океанических риф

тов и фундамента примитивных островных дуг. Гранитоидные формации представлены тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой, гранит-граносиенитовой, лейкогранит-аляскит-щелочно-гранитовой; они характеризуются малой (гипабиссальной) глубиной формирования, латеральным изменением щелочности — основности, аллохтонной формой залегания и наличием вулканических комагматов.

Герцинские структуры Мугоджар и Тургая, возникшие на раннедокембрийско-каледонском фундаменте континентального типа, отличаются широким проявлением рифтогенных геосинклинальных формаций и последующего гранитообразования в виде нижне-среднекаменноугольной тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой, верхнекаменноугольно-нижнепермской гранит-граносиенитовой и позднепермской лейкогранит-аляскит-щелочно-гранит-щелочно-сиенитовой формацией. Рифтогенные геосинклинальные формации представлены габбро-перидотитовой ($Pz_1 - C_1$), спилит-диабазовой (S_{1-2}), габбро-плагиогранитной (S_2), андезит-трахибазальтовой ($S_2 - D_1$), андезитовой (C_1), габбро-дитритовой (C_1), базальт-андезитовой (C_{1-2}) и характеризуются повышенной общей и калиевой щелочностью относительно геосинклинальных формаций, возникающих на коре океанического типа.

Герцинские структуры Джунгаро-Балхашской складчатой области, сформированной на докембрийском континентальном фундаменте в крайней части Кокчетав-Тяньшаньского микроконтинента, отличаются реликтовым развитием рифтогенного геосинклинального магматизма в виде базальт-гипербазитовой формации аллохтонного залегания, кремнистоспилит-диабазовой и габбро-диабазовой формаций в локальных линейно-дугообразных зонах магматической проницаемости. Наиболее характерная особенность Джунгаро-Балхашской области — широкое развитие континентальных вулканических и плутонических формаций в форме циклично повторяющихся вулканоплутонических ассоциаций разной щелочности — основности. Континентальный (орогенный) магматизм фиксируется в виде девонского краевого вулканического пояса во внешнем каледонском обрамлении Джунгаро-Балхашской структуры овальной формы и верхнепалеозойского внутреннего пояса. В обоих поясах выделяются, с одной стороны, дацит-андезитобазальтовая, трахиандезит-трахибазальтовая и субщелочная базальтовая формации деструктивного типа, с другой — дацит-липаритовые и гранитоидные формации, нередко пространственно совмещенные. Развитие кислого вулканизма и плутонизма начинается от натриевого типа формаций через калий-натриевый до калиевого. Общая последовательность гранитоидных формаций континентальных вулканических поясов сходна с таковой в Кокчетав-Тяньшаньском микроконтиненте, каледонидах чингизского типа, рифтогенных герцинидах Мугоджар и Тургая и океанических герцинидах зайсанского типа. Различие только в том, что в Джунгаро-Балхашской системе гранитоидные формации имеют ярко выраженный вулканический характер.

Гранитоидные формации проявляют отчетливую латеральную петрохимическую зональность. Кварцево-диорит-тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая серия формаций включает кварцево-диорит-тоналитовый, плагиогранитовый, гранодиоритовый фациальные типы, гранит-граносиенитовая серия может быть расчленена на лейкогранитовый, нормально-гранитовый, субщелочной гранитовый и граносиенитовый типы, а калиево-гранитовая — на глиноземистый лейкогранитовый, аляскитовый, субщелочной аляскитовый, щелочно-гранитовый; в ряде структур щелочно-гранитовый тип сменяется щелочно-сиенитовым и даже нефелин-сиенитовым.

Анализ эволюции магматизма в палеозоидах Казахстана показывает, что геосинклинальные формации региональных структур с различной исходной корой различаются по структурно-вещественным признакам, типу щелочности и основности. В целом от цикла к циклу возрастает общая и калиевая щелочность и понижается основность геосинклинального магматизма. В палеозоидах Казахстана могут быть намечены формационные ряды и серии древних срединных массивов (микроконтинентов), каледонид и

герцинид на океанической коре рифтогенных герцинид мугоджарско-тургайского типа.

Гранитоидные формации структур с различной корой проявляют однотипную последовательность формирования и близки по минеральным парагенезисам, что свидетельствует об автономности гранитообразования независимо от гетерогенности фундамента. Вместе с тем разновозрастные гранитоидные формации проявляют латеральную фациальную зональность по минералого-петрогеохимическим параметрам, особенно ярко выраженную на позднекаледонском и позднегерцинском этапах гранитообразования. Суть этой региональной петрохимической зональности заключается в том, что гранодиориты наиболее повышенной общей и натриевой щелочности фиксируют осевые сводовые области линейно-овальных гранитизированных макроструктур, периферические зоны которых представлены гранитоидами с понижающейся общей щелочностью и основностью и повышающейся калиевой щелочностью и глиноземистостью. Структуры разновозрастной консолидации и гетерогенного фундамента, залегающие в едином гранитизационном поле, характеризуются гранитоидными формациями близкой щелочности — основности. Выявленные различия разновозрастных гранитоидных формаций по петрохимическим параметрам в структурах разного фундамента объясняются с позиций латеральной петрохимической зональности гранитообразования.

Проблемы латеральной фациальности гранитоидных и более ранних геосинклинальных формаций особенно актуальны при формационном анализе.

Следует отметить, что гранитоидные формации проявляют зональность по фациям глубинности формирования, морфологическим типам и степени автохтонности — аллохтонности плутонов.

Начало гранитизационного этапа знаменуется формированием полигенных габбро-диорит-тоналит-гранодиорит-плагиогранит-гранитных формаций пестрого состава по минеральным парагенезисам, щелочности — основности. Подобные формации представляют собой продукт совмещения разновозрастных минеральных парагенезисов в автохтонных массивах.

В Казахстане широко развиты сложные габбро-гранитоидные формации разной щелочности, в которых базитовая составляющая представляет в разной степени переработанные включения гранитизированного субстрата. Наряду с этим развиваются самостоятельные габбро-диоритовые формации, предшествующие гранитоидам, но генетически с ними не связанные. Однотипность трендов щелочности габбро-гранитоидных и следующих за ними гранитоидных формаций свидетельствует о единой природе мантийных щелочных флюидов, генерирующих вначале андезитобазальтовые, а затем гранитные расплавы.

С. М. БАБАХОДЖАЕВ, М. Б. АКРАМОВ

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ТАДЖИКИСТАНА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Плутоническая деятельность в Таджикистане, охватившая породы от архея до неогена, проявилась интенсивно и многократно. Наибольший объем плутонических пород, особенно гранитоидов, приходится на герциниды Среднего Тянь-Шаня (Карамазар), Южного Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан), Северный Памир и киммеридоальпиды Южного Памира.

Авторы рассматривают лишь некоторые аспекты формационного расчленения плутонического (гранитоидного) магматизма двух складчатых областей, расположенных на территории республики, — Среднего Тянь-Шаня и Южного Памира. За основу выделения типов магматических фор-

маций нами приняты положения Ю. А. Кузнецова [1] и В. Л. Масайтиса [2].

На территории Таджикистана отмечается восточное продолжение Кызылкумо-Кураминского вулканоплутонического пояса Срединного Тянь-Шаня. В этом секторе (Кураминская структурно-формационная зона) насыщенной магматизмом областью является Карамазарский регион, наложенный на нижнепалеозойский фундамент. Регион имеет мозаично-блоковое строение с мощностью земной коры до 45 км, характеризуется высокой насыщенностью магматическим материалом (2700 км²) при значительном преобладании гранитоидных формаций (около 1600 км²), делится на базальтовый (наиболее мощный — до 20—25 км), диоритовый и гранитно-метаморфический слои. По составу и условиям развития магматизм Карамазара относится к сиалическо-фемическому типу [3].

Выделяются гранитоидные формации миогеосинклинальной, орогенной и позднеорогенной активизаций этапов. Миогеосинклинальный этап проявился на границе срединного массива с Южно-Тяньшаньской геосинклиналью. Песчано-сланцевые отложения ордовика и силура мощностью до 3500 м прорваны интрузивами плагιοгранит-гранитовой формации и перекрыты наземными вулканитами базальт-андезитового состава. Для данного этапа гранитоидного магматизма характерны повышенное содержание фемических минералов и натриевая щелочность.

Раннегерцинские орогенные гранитоиды образуют мезоабиссальные, чаще всего межформационные плутоны многофазного внедрения. Общая площадь раннегерцинских гранитоидов в Кураминской зоне Северного Таджикистана превышает 1350 км². Следовательно, в раннегерцинской орогении большая площадь Карамазара была охвачена мощным процессом гранитообразования. Выделяются две гранитоидные формации: габбро-монцонит-граносиенитовая и диорит-гранодиорит-гранитовая, состоящая из собственно диорит-гранодиорит-гранитовой (С₂) и гранодиорит-гранитовой (С₃). Для гранитоидов раннеорогенного этапа характерны гомодромная последовательность внедрения интрузивных тел — габбро-диорит — гранодиорит — гранит, повышенная степень известковистости — щелочности и постоянное содержание фемических минералов. Раннеорогенным гранитоидам свойственна железорудная и железорудно-скарново-магнетитовая специализация. Интрузивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации отличаются преобладанием акцессорного магнетита, высокой магнитной восприимчивостью, повышенными содержаниями железа и золота.

Позднегерцинские гранитоиды этапа активизации объединяют генетически самостоятельные малоглубинные тела среднего — кислого — субщелочного состава, к которым относятся так называемые малые интрузии, гипабиссальные тела, пояса и поля даек гранитоидного и базальтоидного ряда. Малые интрузии образуют конкретные формации монцонит-гранитов нижнепермского возраста. К этой формации относятся два значительных по площади массива — Чорухдайронский и Бобойобский.

В завершающую стадию позднеорогенного магматизма в Кураминской зоне формируются интрузивы лейкогранитовой (аляскитовой) формации и пермотриасовые вулканоплутониты повышенной калиевой щелочности и кремнекислотности.

Другим регионом широкого развития гранитоидных формаций в Таджикистане является Южный Памир, складчатой системе которого свойственны высокое положение докембрийского кристаллического фундамента и большая мощность коры (65—80 км). Южный Памир отличается разнообразием магматических формаций, форм интрузивных тел, пестротой их вещественного состава и широким возрастным диапазоном (от архея до неогена включительно). При этом характерны развитые молодые мезокайнозойские гранитоиды и мафические, ультрамафические формации протерозоя, трубки взрыва, содержащие коровые и мантийные ксенолиты. Южный Памир делится на Центральную, Рушано-Пшартскую, Юго-Восточную и Юго-Западную зоны.

Плутонические образования, развитые в отмеченных структурно-формационных зонах, с учетом их геотектонических позиций, делятся на формации архейского кристаллического фундамента, протогеосинклинальные, орогенные и новейшей активизации.

Орогеническая плутоническая деятельность явилась главным процессом в развитии геосинклинально-складчатой системы. В этот этап практически весь Южный Памир был охвачен мощным процессом гранитообразования, площадь развития которого свыше 8000 км².

Гранитоиды по породному парагенезу, характеру рудоносности и аксессуарно-минеральной специализации относятся к шести типам магматических формаций: 1) габбро-диорит-гранодиоритовая, 2) гранодиорит-гранитовая, 3) высокоглиноземистых гранитов, 4) монцонитоидная, 5) гранит-граносиенитовая, 6) лейкогранитовая. Выделенные формационные типы плутонических образований проявляются на площади различных структурно-формационных зон Южного Памира.

К широко (1900 км²) распространенной габбро-диорит-гранодиоритовой формации относятся четыре разновозрастных интрузивных комплекса (кумачдаринский, пангазджилгинский, ванч-язгулемский и хуфский), которые объединяют более 75 крупных и мелких массивов. Этой формации присущи большая пестрота вещественного состава (при ярко выраженном преобладании кислых типов), многофазность конкретных комплексов, внедренный характер продуктов магмы, повышенная щелочность с преобладанием натриевой специализации, парагенетическая связь с вулканитами. Породы формации отличаются широким распространением редкоземельных аксессуарных минералов и относительно высокой намагниченностью. С ними ассоциируют редкоземельная, молибденитовая, железорудная и хрусталеносная минерализации.

Гранодиорит-гранитовая формация — крупное сообщество гранитоидных пород, объединяющее более 30 массивов общей площадью 2400 км², в ее составе гранитоиды джизевского (J₃ — K₁), аличурского (K₁), южно-аличурского (K) и сериташского (K₂) комплексов. Породы формации развиты на территории Юго-Восточного и Юго-Западного Памира. Устанавливаются их слабая дифференцированность, почти исключительно гранодиоритовый состав, калиевая специализация щелочей при повышенной глиноземистости и магнезиальности пород. Породы формации относятся к безмагнетитовым гранитоидам и геохимически специализированы на серебро, олово, свинец, мышьяк, молибден и цинк.

На Южном Памире широко развита формация высокоглиноземистых гранитов (более 3500 км²). К ней относятся пять разновозрастных комплексов: чулактекинский (PR?), башгумбезский (J), хиджисский (J₂), памирско-шугнанский (K) и акджарский (K₂).

Массивы формации появились в результате интрузивного внедрения и магматического замещения осадочно-метаморфических толщ и образуют межформационные тела мощностью до 8 км, а также трещинные и куполообразные интрузивы.

Для пород формации характерны резкая пересыщенность глиноземом, лейкократовость, значительное содержание щелочей при постоянной калиевой специализации, постоянное присутствие высокоглиноземистых минералов, широкое развитие мусковита и редкометаллических, редкоземельных, радиоактивных аксессуарных минералов.

Монцонитоидная формация представлена кызылрабатским (J₃ — K₁), базарыкским (K₂) и акджарским (K₂) комплексами. Это обычно гипабиссальные, иногда субвулканические тела. Общий объем формации около 200 км². Породы характеризуются присутствием основного плагиоклаза с калиевым полевым шпатом, монцонитоидной структурой, довольно высокой основностью и щелочностью при преобладании окиси калия над натрием и высоким содержанием окиси кальция; тенденцию к аномально высокому накоплению обнаруживают корунд, барит, касситерит и лимонит. С породами формации связана касситерит-сульфидная минерализация.

Гранит-граносиенитовая формация объединяет многочисленные гипабиссальные и приповерхностные образования и связана с вулканитами. Представлена она тузакчинским (К — F), саксыксайским (К — F), бахмалджилгинским (K₁), бердышским (F) и сунгатским (N) комплексами. Массивы формации сложены дайко- и штокообразными, трещинными телами и коническими интрузиями. Общая площадь около 300 км². Породы формации отличаются относительно низким содержанием кремнезема и высокими количествами суммы щелочей при постоянном преобладании калия над натрием, обогащены кальцием и магнием; с ними связаны проявления касситерит-сульфидной минерализации и боросиликатное оруденение.

Лейкогранитовая формация объединяет 10 небольших массивов, распространенных в Рушанско-Пшартской и Юго-Восточной зонах Южного Памира. Формировались они в условиях малых глубин и приурочены большей частью к зонам глубинных разломов. К данной формации относятся базардаринский (K₁), балгынский (К — F) и шатпутский (К — F) комплексы с характерным двухфазовым строением, однообразием петрографического состава, устойчивым содержанием щелочей с калиевой специализацией. Редкометаллическая металлогеническая специализация — наиболее выразительный и устойчивый признак этой формации.

Приведенные данные показывают, что в Среднем Тянь-Шане (Карамазар) и Южном Памире развит преимущественно гранитоидный магматизм. Поэтому отнесение отмеченных регионов к типичным гранитоидным и петрографическим провинциям в Средней Азии бесспорно.

Широкое распространение гранитоидов в этих областях во многом обусловило петрографическую, аксессуарно-минеральную, геохимическую и металлогеническую специфику магматизма регионов.

По мере омоложения возраста гранитоиды становятся более кислыми с уклоном в сторону повышения щелочности с калиевой специализацией. Этими особенностями гранитоидный магматизм Карамазара и Южного Памира несколько сходен. Для гранитоидов этих областей характерны высокие значения отношения K/Na.

Однако наряду со сходными чертами отмечаются и некоторые различия. В Карамазаре, где понижена мощность коры (за счет сокращения гранитно-метаморфического слоя), преобладают интрузивы монцонитового и гранодиоритового ряда.

Характерно последовательное развитие гранитоидов Карамазара, которое отражает эволюцию палеозойского магматического очага гранитного состава. Наиболее отчетливо эта эволюция выражается в повышении роли щелочей, особенно калия, кремнекислотности и летучих в позднеорогенном этапе развития гранитоидного магматизма региона. Отчетливо вырисовывается «сквозная» положительная геохимическая и рудная специализация гранитоидных формаций в отношении железа, а для формаций позднегерцинской активизации — молибдена, вольфрама, полиметаллов, фтора, редких щелочей и висмута. Многие элементы, определяющие общий металлогенический фон региона, образовали различные рудные формации.

Гранитоиды Южного Памира характеризуются типичными чертами плутонических формаций молодых складчатых областей. Формирование их происходило в условиях малых и умеренных глубин в наиболее мощные на Памире меловую каракорумскую фазу складчатости. Гранитоидам свойственна повышенная щелочность при существенном преобладании роли калия (Южно-Памирская щелочная провинция) и увеличении концентрации алюминия, что отразилось в широком развитии на Южном Памире серии высокоглиноземистых гранитов.

Провинциальная аксессуарно-минеральная особенность гранитоидных формаций Южного Памира — «сквозная зараженность» их аксессуарным арсенопиритом, обогащенность аксессуориями редких земель, бором, баритом, касситеритом.

В геохимическом отношении Южный Памир вырисовывается как область развития гранитоидов с четко выраженной в отношении олова специализацией.

Молодой гранитоидный магматизм имел большое значение для металлогении всего Южного Памира, выразившейся в олово-, вольфрамо-, молибдено-, флюоритоносности гранитоидных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.
2. Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А. Магматические формации СССР. Т. I, II.— Л.: Недра, 1979.— 253 с.
3. Хамрабаев И. Х., Кошлаков Г. В. Районирование территории Средней Азии по типам земной коры.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Недра, 1977, с. 73—85.

А. А. КУСТАРНИКОВА, И. Х. ХАМРАБАЕВ

ГЛАВНЕЙШИЕ ТЕНДЕНЦИИ В ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Средняя Азия, рассматриваемая здесь в пределах территории трех республик (Киргизия, Узбекистан, Таджикистан), орографически охватывает горные сооружения Тянь-Шаня и его западные отроги в песках Кызылкумов, а также Памир.

Анализ эволюции магматизма Средней Азии базируется на материалах петрологических исследований магматитов, особенно широко развернувшихся в Средней Азии в последнее десятилетие [2, 7—11]. Этому способствовали и Среднеазиатские региональные петрографические совещания (1968, 1971, 1976, 1983 гг.), на которых обсуждались результаты возрастной корреляции магматических комплексов и формации Средней Азии. Большое значение для анализа магматизма Средней Азии имела «Карта магматических формаций Средней Азии» м-ба 1 : 500 000.

Магматизм на названной территории проявлялся от архея до неогена включительно, составляя возрастной диапазон магматической активности более 2 млрд. лет. Начало ее соответствует нуклеарной и кратонной стадиям тектономагматической эволюции Земли, когда здесь на меланократовом субстрате (кора океанического типа) формировались гранитогнейсовые купола (ядра, по Попову [8]), разраставшиеся в докембрии за счет развития обрамлявших их протоэвгеосинклиналей. Однако консолидация древних ядер в единый континент произошла в фанерозое в результате развития геосинклинально-складчатых структур на первичной океанической коре и в рифтовых зонах на протоконтинентах разросшихся ядер.

Подобная специфика геологической истории региона позволила рассмотреть эволюцию магматизма во времени и в пространстве.

Наиболее древние, архейские, ядра, к которым относятся Муюнкумо-Наратское и Памиро-Нуристанское, содержат магматиты мафит-ультрамафитовых и кремнекислых формаций: Муюнкумо-Наратское — метабазальтовой, габбро-перидотитовой и мигматит-гранитогнейсовой; Памиро-Нуристанское — перидотит-пироксенит-габбровой, мигматит-плаггиогранитовой и чарнокитовой.

В Муюнкумо-Наратском ядре габбро-перидотитовая формация представлена линзо- и пластобразными телами серпентинитов и габбро протяженностью от нескольких десятков метров до 2 км и мощностью от первых метров до 500 м; расположены они в виде цепочек среди метабазальтовых зеленокаменных сланцев, гнейсов и амфиболитов актюзской (AR) свиты. Ультраосновные породы соответствуют апогарцбургитовым слабо

дифференцированным серпентинитам, характеризующимся очень низкими содержаниями TiO_2 и щелочей (0,01—0,1%), а также Al_2O_3 (1—2%), повышенной железистостью ($FeO = 8—9\%$) и высокими значениями коэффициента Хесса (8—9), весьма близкими к расчетным составам мантии.

В Памиро-Нуристанском ядре архейские ультраосновные породы сложены перцолитами, верлитами, пикритами, пироксенитами, которые не известны в Муюнкумо-Наратском ядре. Для этих пород, также интенсивно серпентинизированных, характерны пониженная магнезиальность (20—33%), повышенная глиноземистость (до 9,5%) и щелочность (до 1,5%) и более низкие значения коэффициента Хесса (3,5—6,5).

В рассматриваемых районах различаются и кремнекислые магматиты. Так, мигматит-гранитогнейсовую формацию в Муюнкумо-Наратском ядре составляют тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, между которыми наблюдаются взаимопереходы и промежуточные разновидности. Отличительными особенностями массивов формации являются конформное размещение их в ядрах крупных антиклиналей и сводов, такситовое строение и зональность, выражающаяся в последовательной и нередко постепенной смене петрографических разновидностей: гранитоиды — мигматиты, гнейсы — сланцы. Химический состав главных типов горных пород формации характеризуется преобладанием Na_2O над K_2O ; отношение Na_2O/K_2O не менее 2.

В породах аналогичной формации Юго-Западного Памира содержания K_2O и Na_2O либо равны, либо K_2O больше; отношение Na_2O/K_2O менее 1. Кроме того, здесь отмечаются породы чарнокитовой формации, не известные в Северном Тянь-Шане.

Таким образом, две однотипные структуры архейского возраста, расположенные в противоположных частях рассматриваемой территории, различались составом ультраосновных и кислых магматитов.

Байсун-Дарваз-Каратегинский протоконтинент, возникший в протерозое из разросшихся Байсунского, Курговатского и Гармского ядер, находился между вышеупомянутыми протоконтинентами и содержал продукты магматизма, типичные для Муюнкумо-Наратского (габбро-перидотитовая, мигматит-гранитогнейсовая формации) и Памиро-Нуристанского (перидотит-пироксенит-габбровая, мигматит-плагиогранитовая формации) ядер. При этом гардбургиты Северного Памира, как и Южного Тянь-Шаня, относятся к магнезиальному типу с коэффициентом Хесса 9,5, но как ультрамафиты Памиро-Нуристанского ядра характеризуются повышенными содержаниями глинозема, титана и щелочей. Перидотит-пироксенит-габбровая формация раннего протерозоя в Байсунском и Гармском ядрах представлена аполерцолитами с высокой магнезиальностью и незначительными содержаниями титана, глинозема и щелочей, как и пикриты Южного Тянь-Шаня. Из этого следует, что Байсун-Дарваз-Каратегинский протоконтинент с протерозоя разделял рассматриваемую территорию Средней Азии на два региона — Тянь-Шань и Южный Памир — с разным составом мантийных магм. В Тянь-Шане проявления магматизма ультраосновного состава (габбро-перидотитовая формация) фиксируются в протозвгеосинклиналях, офиолитовых комплексах геосинклиналей разных типов и меланократового субстрата эвгеосинклиналей. По возрасту они различны и соответственно датируются PR_1 , $R - V$, D_1 , C_1 , а по составу идентичны и отвечают гардбургитам с содержанием (в вес.%) $SiO_2 - 36—42$, $MgO - 33—40$, $TiO_2 < 0,1$, щелочность 0,1—0,2 при отношении Na_2O/K_2O от 1 : 1 до 10 : 1 и более.

Ультрамафиты Северо-Восточной Ферганы отличаются пониженными содержаниями кремнезема и щелочей и повышенными — глинозема, магнезии и суммарного железа. По значению коэффициента Хесса (4,5—7,5) они относятся к железистому типу и близки к океаническим. Поэтому И. В. Шванов [12] рассматривает их в составе офиолитового разреза океанического фундамента. Тем не менее, это единственный район Средней Азии, где наряду с гардбургитами сравнительно широко распространены дуниты. Следует добавить, что ультрамафиты Южного Тянь-Шаня относятся, согласно классификации О. М. Глазунова [4], к магнезиальному типу

(в 80% проб коэффициент Хесса превышает 7,6) и близки к гарцбургитам Муонкумо-Наратского ядра.

В Тянь-Шане пикриты впервые появляются в девоне в рифтогенных структурах в габбро-пикрит-оливин-базальтовой ассоциации. Петро- и геохимический анализы ее позволили выделить здесь два типа пикритов: пикриты Букантау, Сев. Нуратау и Карачатыра (Южный Тянь-Шань) характеризуются низкими содержаниями глинозема, двуокиси титана и щелочей и отвечают модальному мантийному составу перидотитовых коматитов; пикриты Надирской и Ташрабатской группы соответствуют по химизму пикритобазальтам, что с учетом геохимических признаков позволяет рассматривать их как субвулканические аналоги ассоциирующих с ними базальтов. Описанные пикриты не сопоставимы с таковыми Южного Памира, а аполерцолиты Байсуна и Каратегина имеют общие с пикритами петрохимические особенности — низкую титанистость, глиноземистость и щелочность.

Наиболее позднее проявление основного магматизма в Северном Тянь-Шане представлено позднепалеозойскими дайками щелочных габброидов, содержащих ксенолиты шпинелевых пироксенитов, которые рассматриваются [5] в качестве реликтов габбро-пироксенитового субстрата. За счет его плавления и метасоматического преобразования возникал в мантии камптонитовый расплав.

В Южном Тянь-Шане аналогичные дайки триасового возраста также содержат ксенолиты шпинелевых пироксенитов и вебстеритов. Первые характеризуются повышенной глиноземистостью, пониженной магнезиальностью, железистостью и нормальной титанистостью и щелочностью при натриевой сериальности. В Южном Гиссаре [3] мезозойские дайки представлены щелочными пикритами, близкими по составу таковым Южного Памира.

Приведенные данные свидетельствуют о возрастной и латеральной эволюции магматизма мантийного происхождения. Так, уже в архее на севере и юге Средней Азии продукты ультрамафитового магматизма резко различались: в Тянь-Шане — гарцбургиты, на Юго-Западном Памире — щелочные пикриты и пироксениты. Мантийные магмы в Тянь-Шане только в триасе стали аналогичными Южно-Памирским. На Южном Памире состав ультрамафитовых магм с архея до неогена практически не изменялся, если не считать изменение сериальности с $K - Na$ на K и обогащение глиноземом за счет уменьшения магнезиальности. Северный Памир и южная часть Южного Тянь-Шаня (Байсун, Южный Гиссар, Гарм) являлись промежуточной зоной, в которой от раннего протерозоя до триаса включительно неоднократно внедрялась магма ультраосновного состава, но при этом гарцбургиты, как правило, имели повышенную титанистость, глиноземистость и щелочность (подобно ультрамафитам Южного Памира), а лерцолиты, сходные с пикритами Тянь-Шаня, — низкую титанистость, глиноземистость и щелочность. В целом в Тянь-Шане состав мантийных магм изменялся во времени. Гарцбургиты типичны для докембрийских структур (протоконтинентов, зеленокаменных поясов и палеоокеана), а также палеозойских эвгеосинклиналей на собственно геосинклинальном этапе их развития, пикриты внедрялись в среднем палеозое в связи с развитием рифтогенных структур, а вебстериты — в процессе орогена, в позднем палеозое — начале мезозоя. Учитывая, что консолидация континентальной земной коры в Тянь-Шане произошла при пироксенитовом составе мантийных магм, можно допустить, что именно этот состав мантии отвечает равновесному состоянию земной коры Тянь-Шаня, достигнутому в результате каледонского и герцинского циклов геосинклинально-складчатого развития.

На Южном Памире не отмечаются структуры типа эвгеосинклиналей, а эволюция мантийных магм в палеозойскую и мезозойскую эры была незначительной. При этом ортопироксенитовый их состав сменился клинопироксенитовым, однако здесь он не отвечал равновесному состоянию земной коры от архея до настоящего времени.

На примере раннедокембрийских кремнекислых пород доказывался различный состав кислых магм в Северном Тянь-Шане и на Юго-Западном Памире. В фанерозое количество продуктов кислых магм возрастало. В Тянь-Шане внедрение их смещалось во времени с севера на юг. В этом же направлении увеличивались их калиево-щелочность и общая щелочность, вплоть до появления щелочных серий. Развитие гранитоидов связано здесь с орогенным этапом развития геосинклинали. Гранитоидный магматизм на Южном и Юго-Западном Памире отличался однообразием гранитоидов и неоднократным во времени (J, K) внедрением высокоглиноземистых гранитов.

Тем не менее, несмотря на большое разнообразие магматических пород и видимую «хаотичность» их внедрения, четко устанавливается общая направленность эволюции магматизма Средней Азии: вынос из глубин к поверхности земли кремнезема, глинозема и щелочей, образование и консолидация континентальной земной коры. Однако скорость формирования последней в разных регионах Средней Азии различна и зависит, на наш взгляд, от состава мантии. Чем более основной ее состав, тем больше скорость эволюционного процесса и многообразнее магматические формации. При более кислом (пироксенитовом) составе мантии отмечается более медленная эволюция магматизма с незначительным по объему и однотипным по составу проявлением мафит-ультрамафитовых магм и большими масштабами гранитоидного магматизма, преимущественно палингенного (корового).

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О. А., Борсук А. М., Дмитриев Ю. И. и др. Эволюция магматизма в истории Земли.— В кн.: Петрология. М.: Наука, 1980, с. 47—52.
2. Будацова К. Т., Будапов В. И. Метаморфические формации Юго-Западного Памира.— Душанбе: Дониш, 1983.— 153 с.
3. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара/Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В. и др.— Душанбе: Дониш, 1970.— 132 с.
4. Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов.— Новосибирск: Наука, 1981.— 191 с.
5. Добрецов Г. Л., Добрецова Т. Т. Казахстан и Северный Тянь-Шань.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 78—85.
6. Памир — Гималаи, глубинное строение земной коры.— М.: Наука, 1982.— 203 с.
7. Петрография Таджикистана.— Душанбе: Дониш, 1984.— 197 с.
8. Попов В. И. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры.— Зап. УОВМО, 1955, вып. 7, с. 97—108.
9. Стратифицированные интрузивные образования Киргизии. Т. 1, 2.— Фрунзе: Илим, 1982.— 231 с.
10. Фации и формации магматических пород Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1977.— 187 с.
11. Хамрабаев И. Х., Абубакиров И. К. К вопросу о происхождении альпийских ультрамафитов Средней Азии.— В кн.: Ультраосновные магмы и металлогения. Владивосток: изд. ДВГИ, 1983, с. 26—27.
12. Шванов И. В. Формации океанического дна в метаморфическом разрезе Северо-Восточной Ферганы.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5, с. 1237—1239.

Р. Б. БАРАТОВ, В. С. ЛУТКОВ

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ПАМИРА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Наши знания о составе континентальной литосферы базируются главным образом на результатах изучения метаморфических и магматических образований докембрийских щитов и мантийных включений в кимберлитах. Сведений о химизме земной коры и верхней мантии фанерозойских геосинклинально-складчатых областей мало.

Памир и Южный Тянь-Шань (Гиссаро-Алай) — типичные представители таких областей. Здесь сопрягаются ветви двух складчатых поясов — палеозойского Урало-Тяньшаньского (герциниды Южного Тянь-Шаня и Северного Памира) и мезо-кайнозойского Гималайско-Альпийского (кнм-меридоальпиды Южного Памира). В Памиро-Тянь-Шане преобладают структуры мнгогеосинклинального (геоантиклинального) типа, заложенные на докембрийском сиалическом основании, с преимущественно коровым гранитоидным магматизмом. Имеются крупные блоки докембрия, которые характеризуют верхние части земной коры, т. е. ее гранитно-метаморфический слой. Мощность земной коры в Гиссаро-Алае варьирует от 40 до 60 км, а на Памире достигает 75 км.

На Памире и в Гиссаро-Алае широко развиты дайки и трубки взрыва щелочных базитов, содержащие мантийные и коровые включения. Предполагается, что распространенность глубинных ксенолитов в общем согласуется с реальными соотношениями соответствующих пород в мантийно-коровых разрезах зон. Представительность «опробования» верхней мантии обеспечивается по латерали значительным развитием ксенолитосодержащих диатрем и даек, а по вертикали — приуроченностью включений к широкому спектру базальтоидов, расплавы которых возникали на различных глубинах. Магматические образования, являющиеся важным, а в ряде зон и единственным индикатором состава литосферы, многоэтапны (от архея до неогена) и разнообразны по составу (при площадном преобладании гранитоидов), уровням зарождения и консолидации магм.

При построении региональных петрохимических моделей литосферы использованы и материалы по магматизму и метаморфизму Памиро-Тянь-Шаня.

Верхняя мантия Памиро-Тянь-Шаня в целом имеет смешанный эклогит-пироксенит-лерцолитовый состав [4, 5, 8, 10]. В Гиссаро-Алае нередки также шпинелевые аполерцолитовые и апопироксенитовые листвениты, которые при расчете частоты встречаемости типов пород включались в соответствующие группы неизмененных пород. Реже обнаруживаются шпинелевые гарцбургит-лерцолиты и ортопироксениты, глиммериты, керсутит-биотитсодержащие пироксениты — базиты (коромантийная смесь?) и др. Среди мантийных ксенолитов в ряде зон Южного Тянь-Шаня развиты преимущественно шпинелевые и шпинель-оливиновые пироксениты [10], а на Памире — гранатовые пироксениты — эклогиты [5]. Средний химический состав верхней мантии Гиссаро-Алая соответствует оливиновому пироксениту, а состав верхней мантии Южного Памира является промежуточным между клинопироксенитом и габбро (табл. 1).

Отчетливо выражена латеральная неоднородность состава верхней мантии [8, 10]. Для мнгогеосинклинальных (геоантиклинальных) зон Южного Тянь-Шаня типичны шпинелевые и шпинель-оливиновые клинопироксениты и вебстериты (последние по некоторым признакам близки к лерцолитам) при подчиненной роли собственно лерцолитов [1, 3, 10]. Так, в Южногиссарской зоне соотношение ксенолитов пироксенитов и лерцолитов

Таблица 1

Состав верхней мантии Южного Тянь-Шаня и Памира

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.
1	12	43,6	1,2	13,0	4,0	5,7	11,2	13,7	2,2	0,8	3,7
2	7	42,0	0,3	5,3	3,2	4,9	32,9	4,1	0,5	0,2	6,3
3	17	41,6	0,8	4,7	3,4	5,9	32,4	4,1	0,8	0,4	5,2
4	46	47,1	0,6	8,4	3,0	3,8	15,0	18,2	0,6	0,3	3,5
5	70	43,6	0,6	6,1	3,2	4,9	26,8	8,8	0,6	0,3	5,0
6	10	45,4	1,2	12,1	4,1	6,5	9,3	14,2	2,1	1,6	2,1

Примечание. Зоны (регионы): 1 — Северонуратинская [10]; 2 — Зеравшано-Гиссарская; 3 — Ягнобская; 4 — Южногиссарская [10]; 5 — Гиссаро-Алай (без Северонуратинской зоны); 6 — Южный Памир [5]. При расчете средних учтены керсутит-биотитсодержащие пироксениты — базиты и исключены листвениты.

тов (12—14) : 1. В подобных структурах Южного Памира соотношение включений эглогитов и гранатовых клинопироксенитов 2 : 1 [5]. Зоны эв- и мезогесинклинального типа имеют, судя по набору мантийных включений и (или) составу преобладающих магматических продуктов, существенно лерцолитовый состав верхней мантии. В частности, для Зеравшано-Гиссарской зоны соотношение лерцолит/пироксенит оценивается как 4 : 1 [8].

В рифтогенной Ягнобской зоне, где отмечено многократное проявление щелочного и субщелочного магматизма, для мантийных ксенолитов характерны процессы глубинного метасоматоза с образованием аполерцолитовых лиственитов, субщелочных керсутит-биотитсодержащих пироксенитов и габброидов, глиммеритов [2]. На Южном Памире поздние преобразования эглогитов — пироксенитов выражаются в появлении биотита, санидина, дистена, стекла и др. [5]. Следует отметить, что район развития ксенолитсодержащих трубок взрыва лейцитовых базальтоидов Памира находится в той его части (восточный блок зоны Центрального Памира), для которой типичны субщелочные вулканиты, сиениты, субщелочные гранитоиды и зоны щелочного метасоматоза. Вероятно, специфический состав ксенолитов эглогитов — пироксенитов Памира (см. табл. 1), насыщенных щелочами, титаном, литофильными редкими элементами, характеризует блоки «обогащенной» верхней мантии [6]. Можно полагать, что в таких структурах в связи с подъемом мантийных диапиров и флюидными потоками происходило образование аномальной верхней мантии и коромантийной смеси, типичных для континентальных рифтов. Эти процессы захватили не только мантийные, но и коровые субстраты магмообразования и предопределили последующее выплавление субщелочных и щелочных магм.

Гранулитобазитовый слой сложен основными и кислыми гранулитами, кварцевыми и бескварцевыми метапелитами, кварцитами, эглогитоподобными породами, гранитоидами чарнокит-эндербитовой серии и других гипертен-силлиманитовой субфациям гранулитовой фации [9, 10]. Средний состав слоя (табл. 2) в общем соответствует меланократовому кварцевому диориту (андезиту) и сопоставим со средним гранулитобазитовым слоем докембрийских областей.

Указанное сходство осложняется латеральной неоднородностью слоя: его состав в различных структурах варьирует от лейкоандезита до базальта (см. табл. 2). Аномальный лейкоандезитовый состав слоя характерен для Южногиссарской (Османталинской) мезогесинклинальной зоны, где отсутствует инициальный магматизм, но проявлены средние — кислые вулканиты и широко развиты гранитоидные формации. Здесь среди нижнекоровых ксенолитов понижена роль основных гранулитов и повышена — кислых гранулитов, высокоглиноземистых гнейсов, кварцитов, чарнокитов и т. п. В рифтогенной Ягнобской зоне породы гранулитобазитового слоя подверглись метасоматозу с образованием натровых щелочных гнейсов, а на Южном Памире — натрово-калиевых гранулитов с повышенной щелочностью.

Таблица 2

Состав гранулитобазитового слоя Южного Тянь-Шаня и Памира

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
1	33	56,6	1,0	14,7	2,7	4,2	4,7	6,7	2,2	2,3	4,4
2	12	57,3	0,6	14,5	2,3	2,5	1,9	6,4	5,9	1,0	6,9
3	44	63,2	0,9	13,7	2,2	3,4	3,7	3,1	2,1	3,0	3,8
4	21	48,3	1,0	17,2	4,2	5,3	6,0	9,8	3,3	1,4	2,7
5	110	56,4	0,9	15,0	2,9	3,9	4,1	6,5	3,4	1,9	4,4
6	5	55,6	0,8	18,2	3,8	5,8	3,3	5,0	2,8	3,2	1,1

Примечание. Зоны (регионы): 1 — Зеравшано-Гиссарская; 2 — Ягнобская; 3 — Южногиссарская; 4 — Северноруратинская [10]; 5 — Южный Тянь-Шань; 6 — Южный Памир [5].

Таблица 3

Средневзвешенный состав докембрийских метаморфитов и гранитоидов Памира и Южного Тянь-Шаня

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
1	80	66,3	0,7	15,4	1,7	3,8	2,4	2,4	3,0	2,4	1,2
2	18	64,4	0,6	14,2	1,4	2,9	2,6	4,1	3,3	2,7	3,1
3	39	64,6	0,7	16,7	0,9	4,3	2,2	2,7	2,8	3,5	1,3
4	137	64,8	0,7	15,9	1,2	3,9	2,3	2,9	2,9	3,2	1,6
5	119	61,4	0,8	14,3	1,0	5,6	3,0	4,6	2,4	3,1	3,3
6	257	65,1	0,7	15,9	0,9	4,3	2,5	1,6	2,3	3,4	2,3
7	32	65,6	0,7	14,7	2,1	3,1	3,0	2,2	2,5	3,4	2,7
8	408	64,0	0,7	15,0	1,3	4,3	2,8	2,8	2,4	3,3	2,8

Примечание. Зоны (регионы): 1—3 — Северный, Центральный и Южный (Юго-Западный) Памир; 4 — Памир; 5 — Гармская; 6 — Байсунская; 7 — ксенолиты в щелочных базитах; 8 — Южный Тянь-Шань.

Состав гранитно-метаморфического слоя определен при изучении химизма и объемных соотношений метаморфических пород и гранитоидов в выступах докембрия, ксенолитов метаморфических пород амфиболитовой фации в щелочных базитах (метаморфическая модель), а также при расчете кларков петрогенных компонентов преобладающих в регионе позднеинверсионных — орогенных гранитоидов (магматическая модель). Эти гранитоиды отражают процессы массового плавления преимущественно верхнекоровых субстратов, в определенной мере наследуя состав последних (содержания или соотношения некоторых инертных элементов — Al, Ca; иногда Fe и Mg, величину и тип щелочности и, особенно, геохимический фон редких элементов).

В целом для Памиро-Тяньшаньской провинции средний состав гранитно-метаморфического слоя близок к таковому докембрийских областей и отвечает калиевому мелагранодиориту (табл. 3). Здесь отмечаются несколько повышенные значения отношения K/Na, пониженные концентрации кальция и величина Fe³⁺/Fe²⁺ [7]. Последний признак сочетается с дефицитом магнетита и присутствием сульфидов, муассанита, графита в метаморфических и магматических породах изученной территории.

Средневзвешенный состав фанерозойских гранитоидов Памиро-Тянь-Шаня (с учетом площадей их распространения) соответствует калиевому лейкогранодиориту (табл. 4). Общее сходство химизма докембрийских образований и фанерозойских гранитоидов региона позволяет строить приближенные магматические модели земной коры для зон с закрытым докембрийским фундаментом.

Памиро-Тянь-Шань разделяется на ряд блоков со свойственными им магматизмом и типом докембрийского фундамента (гранитно-метаморфического слоя). При этом наиболее четко различаются по химизму гранитоидов и пород фундамента эв- и миогеосинклинальные структуры, что видно на примере Северного и Южного Памира (см. табл. 3, 4). Разно-

Таблица 4

Средневзвешенный состав фанерозойских гранитоидов Памира и Южного Тянь-Шаня

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
1	100	67,8	0,4	14,5	1,6	3,5	1,4	3,1	3,7	2,2	1,3
2	410	68,4	0,5	14,9	1,0	2,3	1,2	2,6	4,2	3,8	0,6
3	800	69,4	0,4	15,0	0,6	2,4	1,2	2,2	3,3	4,1	0,8
4	1310	68,5	0,4	15,0	0,7	2,8	1,4	2,7	3,3	3,8	0,8
5	140	64,7	0,7	16,0	0,5	4,4	2,1	3,7	3,2	3,3	0,7
6	113	72,4	0,2	14,4	0,4	1,3	0,6	1,0	3,6	4,4	1,1
7	1950	67,9	0,4	15,2	0,8	2,9	0,8	2,9	3,4	4,0	0,8

Примечание. Зоны (регионы): 1—3 — Северный, Центральный и Южный Памир; 4 — Памир; 5 — Гармская; 6 — Байсунская; 7 — Южный Тянь-Шань (с учетом данных по всем зонам).

растные гранитоиды Северного Памира в среднем отвечают низкоглиноземистому натровому гранодиориту с пониженной концентрацией калия, литофильных и летучих редких элементов. На Южном Памире от докембрия до кайнозоя преобладали калиевые граниты, специализированные на литофильные редкие элементы. Зона Центрального Памира выделяется унаследованным проявлением субщелочного и щелочного магматизма от протерозоя до неогена. В Южном Тянь-Шане, в большинстве зон которого средний состав гранитоидов близок калиевому лейкогранодиориту, обособляются Байсунская и Гармская зоны. В первой средневзвешенный состав гранитоидов отвечает натрокалиевому граниту, а во второй — калиевому мелагранодиориту, что согласуется с различиями в составе гранитно-метаморфического слоя обеих структур (см. табл. 3, 4).

Таким образом, на изученной территории выражена латеральная неоднородность состава верхней мантии и земной коры, причем наблюдается определенное соответствие между глубинным строением отдельных структур и типом развитого в них магматизма. Наряду с закономерной эволюцией состава магматических продуктов во времени в ряде зон наблюдается унаследованность состава (прежде всего типа и величины щелочности и редкоэлементного геохимического фона) разновозрастных магматических серий, связанных с разными уровнями генерации расплавов. Указанное явление отражает некоторые общие черты мантийно-коровых субстратов магмообразования, заложенные, возможно, еще в раннем докембрии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р. Б., Лутков В. С., Козырев В. И. Ксенолиты из камптонитовой трубки взрыва и состав верхней мантии Гиссара (Южный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1275—1278.
2. Баратов Р. Б., Лутков В. С., Минаев В. Е. и др. Вулканизм и состав литосферы Катармай-Ягнобского глаукофанзеленосланцевого пояса (Южный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 4, с. 854—856.
3. Баратов Р. Б., Лутков В. С., Диваев Ф. К. и др. О составе верхней мантии Кугитанго-Байсунской зоны (Южный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 4, с. 875—877.
4. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара/Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В. и др.— Душанбе: Дониш, 1970.— 113 с.
5. Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира.— Душанбе: Дониш, 1976.— 171 с.
6. Дмитриев Э. А., Лутков В. С. О составе верхней мантии Памира и Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 2, с. 267—270.
7. Лутков В. С., Могаровский В. В. Геохимическая модель гранитогнейсового слоя земной коры Южного Тянь-Шаня и Памира.— Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 283—285.
8. Лутков В. С., Могаровский В. В. Латеральная неоднородность состава верхней мантии Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 3, с. 451—454.
9. Лутков В. С., Могаровский В. В. Состав гранулитобазитового слоя Южного Тянь-Шаня и Памира.— Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 2, с. 325—327.
10. Мушкин И. В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1979.— 173 с.

Г. Ф. ЛЯПИЧЕВ, А. Н. НУРЛЫБАЕВ

РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАЗАХСТАНСКИХ ПАЛЕОЗОИД

Магматические, метаморфические и эндогенные рудные формации являются надежным индикатором особенностей эволюции земной коры. Чтобы установить такие особенности для казахстанских палеозоид, необходимо охарактеризовать состав и строение палеозойских магматических формаций и их сообществ, определить некоторые закономерности проявления, а также сравнить их с магматитами современных структур.

Распределение вулканических формаций по вертикальным рядам разного типа

Семейство формаций	Подсемейство		Ряд	Формации		
				существенно натриевые	нормальные	существенно калиевые
Мафическое			Базальтовый Базальт-андезитовый	21; 3; 0	2; 8; 0 0; 3; 3	1; 3; 3 0; 0; 10
Мафическо-салическое	Непрерывных формаций	Мономодальных	Липарит-базальтовый	2; 0; 0	0; 4; 5	—
			Липарит-андезитовый	2; 0; 0	7; 2; 0	10; 0; 0
		Бимодальных	Липарит-базальт-андезитовый	4; 0; 3	0; 17; 4	19; 0; 4
			Базальт-андезит-липаритовый (кварц-кератофировый)	0; 5	0; 2; 0	0; 2; 0
		Непрерывно-контрастных	Андезит-дацитовый	—	0; 15; 2	0; 0; 10
			Базальт-андезит-липаритовый	—	0; 8; 0	—
Липарит-андезит-базальтовый	—	0; 8; 0	—			
Салическое	Прерывистых формаций		Липарит-базальтовый (мономодальные формации)	4; 0; 0	0; 8; 0	—
			Липарит-базальтовый (бимодальные формации)	1; 0; 0	0; 9; 0	—
			Дацит-липаритовый	—	0; 21; 7	13; 0; 56

Примечание. Первая цифра отвечает ортогеосинклинальным рядам, вторая — медиогеосинклинальным, третья — парагеосинклинальным.

Магматические формации палеозойд Казахстана, как и других складчатых областей, по составу и количественным соотношениям образующих их пород расчленяются на несколько семейств и рядов (табл. 1). В разрезах конкретных палеозойских складчатых структур Казахстана они встречаются в различных сочетаниях. Однако, сравнивая формационные колонны, легко видеть, что вертикальные (временные) ряды магматических формаций четко делятся на три группы. Ряды одной группы (парагеосинклинальные) содержат в своем основании дацит-липаритовые континентальные формации, ряды другой (ортогеосинклинальные) — вулканогенный или вулканогенно-осадочный член офиолитовой ассоциации, у рядов третьей группы (медиогеосинклинальной) в нижней части нет формаций ни офиолитовой ассоциации, ни континентальных дацит-липаритовых, их место занимают контрастные базальт-липаритовые формации.

Группа ортогеосинклинальных рядов, хотя и характеризуется одним набором магматических формаций, по химизму пород, интенсивности магматизма и некоторым другим особенностям подразделяется на несколько типов. Обязательным членом этой группы является офиолитовая ассоциация, которая включает спилит-диабазовую или кремнисто-спилит-диабазовую формацию и структурно ассоциирующие с ней альпинотипные ультрамафиты. Общий петрохимический тренд вулканитов офиолитовой ассоциации чингизского и бошекульского типов в координатах AFM толеи-

товый, но по химизму метабазалты рядов чингизского типа ближе к метабазалтам из основания дуг, а метабазалты рядов боцекульского типа — к вулканитам внутриокеанических поднятий. В боцекульском типе рядов непрерывные вулканические серии по химизму сходны со щелочно-базальтовыми внутриокеанических островов, а в чингизском — с островодужными последовательно дифференцированными формациями. В уральском типе рядов вулканогенный член офиолитовой ассоциации по химизму базальтов отличается от рассмотренных выше и подобен толеитам срединно-океанических хребтов. Последовательно и контрастно дифференцированные вулканогенные формации уральского типа из-за низкой щелочности и калиевости гораздо ближе к натриевым ветвям дифференцированных формаций островов срединно-океанических хребтов, чем к островодужным формациям. Таким образом, химизм вулканитов эвгеосинклинальных формационных рядов уральского типа подчеркивает большую вероятность их образования в структурах типа срединно-океанических хребтов.

Типовыми для медиогеосинклинальных рядов являются раннегеосинклинальная базальтовая, а также контрастная базальт-липаритовая или кварц-кератофировая формации, подразделяемые на алтайские и степнякские. Вулканиты мегарядов алтайского типа калиево-натриевые или преимущественно натриевые, степнякские вулканиты заметно более калиевые. Последовательно дифференцированные формации медиогеосинклинальных рядов по химизму подобны островодужным непрерывным вулканическим сериям, а калиево-базальт-базальтовая и контрастно дифференцированные базальт-липаритовые приближаются к такого типа вулканогенным комплексам континентальных рифтов, хотя различия между ними достаточно велики. Для палеотектонической позиции структур, в которых образовывались медиогеосинклинальные формационные ряды, характерно прежде всего их исключительное развитие между орто- и парагеосинклинальными зонами.

Парагеосинклинальные ряды подразделяются на две подгруппы. Одна свойственна областям палеозойской стабилизации и отвечает структурам с низкой магматической активностью и преимущественным развитием высококалиевых, вплоть до субщелочных, базальт-трахитовых и монцит-сиенит-граносиенитовых формаций. Вторая типична для зон докембрийской консолидации и включает четыре их типа. В рядах бурунтауского типа широко развиты липаритовые и гранитовые формации, материнская магма которых, возможно, возникла в результате ремобилизации древней докембрийской континентальной коры. Магматизм здесь носит преимущественно ареальный характер, связан, вероятно, с частичным проплавлением кровли неглубоко залегающих очагов и выбросом огромного количества пирокластического материала. В мегарядах балхашского типа многократно повторяются андезит-липаритовые, андезит-базальт-липаритовые, базальт-липаритовые, липаритовые формации преимущественно нормального и калцевого типов щелочности, всегда сопровождающиеся коагматичными гранодиорит-гранитовыми и монцитит-граносиенитовыми и гранитовыми комплексами. Кокчетавский тип отличается от предыдущего проявлением в основном гранитоидных интрузивных комплексов. Здесь широко распространены нормальные и существенно калишпатовые граниты, аляскиты, щелочные и субщелочные граниты. Илийскому типу мегарядов присуще также многократное повторение андезит-липаритовых формаций, химизм которых со временем эволюционирует в направлении высокощелочных вулканических серий. Петрохимические тренды парагеосинклинальных вулканогенных формаций имеют тот же вид, что и мезокайнозойских островодужных формаций востока Азии; от последних казахстанские вулканиты отличаются более высоким уровнем щелочности преимущественно калиевого типа.

Итак, каждая выделенная группа рядов магматических формаций характеризуется определенными формациями. Для ортогеосинклинальных рядов — это спилит-диабазовая, для медиогеосинклинальных рядов алтайского типа — это две пары формаций: недифференцированная базаль-

Таблица 2

Соотношение мощностей вулканогенных и осадочных пород в структурах рядов разного типа

Тип ряда	Соотношение мощностей вулканогенных и осадочных пород	Индекс эксплозивности	Интенсивность породообразования, м/млн. лет
Ортоэвгеосинклинальный	1,52	38	1034
Ортомиогосинклинальный	0,3	36	724
Медиогосинклинальный степнякский	0,98	48	235
алтайский	1,11	35	124
Среднее . . .	0,97	39	529
Парагосинклинальный прибалхашский	4,5	64	115
илийский	4,9	67	110
бурунтауский	5,8	78	80
Среднее . . .	5,0	69	101

товая, или андезитобазальтовая и габбровая, а также контрастно дифференцированная базальт-липаритовая с незакономерно меняющимся, но в основном натриевым химизмом вулканитов и комагматичная ей тоналит-плагиогранит-гранитовая, для степнякского типа — контрастно дифференцированная базальт-липаритовая формация с незакономерным соотношением щелочей и часто высоким общим уровнем их содержания. Парагосинклинальным рядам присущи формации расслоенных перидотит-габбровых плутонов, а также контрастные базальт-липаритовые формации с нормальной или повышенной щелочностью вплоть до субщелочных, ассоциирующие с гранодиорит-гранитовыми и монзонит-сиенитовыми интрузивными формациями.

Сравнение общей картины распределения магматических формаций по рассмотренным рядам разного типа, а также некоторых других особенностей (см. табл. 1; табл. 2, 3), с одной стороны, четко указывает на их индивидуальность, а с другой — вскрывает эволюцию магматизма от ортогосинклинальных рядов через медио- к парагосинклинальным.

Так, от орто- к парагосинклинальным рядам в вулканических формациях заметно возрастают соотношения мощностей вулканогенного и осадочного материала, а также коэффициент эксплозивности. Интенсивность вулканогенного породообразования, напротив, сильно убывает. Выделенные типы рядов отличаются и соотношениями суммарных мощностей вулканогенных пород разного состава. Четко выражена тенденция резкого убывания доли базальтов и столь же резкого повышения роли липаритов от орто- к парагосинклинальным рядам. В целом в этом направлении отчетливо проявляется тенденция роста степени дифференцированности формаций, что отражает этапность формирования земной коры континентального типа.

Таблица 3

Соотношение суммарных мощностей вулканитов в рядах разного типа, %

Тип ряда	Базальты	Андезиты	Дациты	Липариты
Ортоэвгеосинклинальный	63,7	24,3	6,1	5,9
Ортомиогосинклинальный	46,9	17,7	9,9	25,5
Медиогосинклинальный степнякский	44,0	21,0	15,0	20,0
алтайский	47,0	20,0	13,0	20,0
Парагосинклинальный прибалхашский	20,3	23,7	27,3	28,7
илийский	27,0	13,0	31,0	29,0
бурунтауский	12,5	3,3	8,8	15,4

Четко вырисовывается и эволюция интрузивных образований. Она проявляется в смене одних магматических формаций другими и в изменениях объемных соотношений пород одноименных формаций. В семействе габбро-монцит-гранитоидных формаций от орто- к парагеосинклинальным отчетлива кремнекислокалиевая тенденция в изменении вещественного состава магматических образований: нарастание объема все более кислых пород, увеличение общей щелочности и калиевости. В медиогеосинклинальных формациях (из семейства гранодиоритовых) следующими по объему членами ассоциации после гранодиоритов являются диориты, а габбро развиты спорадически, тогда как в ортогеосинклинальных ассоциациях габбро столько же, сколько и диоритов. В ортогеосинклинальных формациях гранодиорит-гранитового семейства доминируют гранодиориты, а в других существенную роль наряду с ними играют граниты. В ортогеосинклинальных рядах габбро-диорит-гранодиоритовая формация несколько преобладает над диорит-гранодиорит-гранитовой, в медиогеосинклинальных же в среднем одинаково развиты формации и гранодиоритового, и гранодиорит-гранитового семейства, но в парагеосинклинальных рядах доминирует гранодиорит-гранитовая формация, а собственно гранодиоритовая встречается спорадически. В гранодиоритах двух рассматриваемых формационных семейств от ортогеосинклинальных ассоциаций к парагеосинклинальным увеличиваются общий уровень щелочности и доля калия. Такая же тенденция отмечается и для гранитовых формаций трех типов магматических рядов. В ортогеосинклинальных преобладает формация нормальных гранитов, в медиогеосинклинальных широко развиты нормальные и существенно калишпатовые граниты, количество которых особенно велико в парагеосинклинальных рядах. В целом же от орто- к парагеосинклинальным повышаются кислотность, щелочность и калиевость пород в одноименных формациях. Та же тенденция четко проявлена и во времени от каледонских к герцинским плутоническим формациям. Сами вертикальные ряды плутонических формаций также подчеркивают отмеченную кремнекислокалиевую петрохимическую тенденцию: от ортогеосинклинальных рядов к парагеосинклинальным последовательно возрастает роль гранитоидных вообще, а среди них — субщелочных и щелочных формаций в частности.

Анализ формационных колонн различных структурных зон казахстанских палеозоид показывает, что орто- и медиогеосинклинальные ряды магматических формаций повсюду сменяются во времени парагеосинклинальными. В некоторых зонах устанавливается, что медиогеосинклинальные формационные колонны покоятся на существенно терригенных или терригенно-карбонатных толщах чехольного типа, под которыми иногда обнаруживаются ортогеосинклинальные магматические формации. Это, а также наблюдаемая по латерали смена структурных зон с ортогеосинклинальными формационными рядами зонами с медиогеосинклинальными рядами позволяют считать, что последовательность от ортогеосинклинальных рядов магматических формаций через медиогеосинклинальные к парагеосинклинальным отражает отдельные стадии структурно-вещественной эволюции земной коры, главнейшая особенность которой — проявление кремнекисло-щелочно-калиевого петрохимического тренда, выразившееся в возникновении с течением времени все более дифференцированных, кремнекислых, высокощелочных, а среди них — более калиевых магматических пород.

О геотектонической позиции структур казахстанских палеозоид, в которых образовывались выделенные три типа вертикальных рядов магматических формаций, можно судить, сравнивая особенности состава палеозойских и современных формаций. Если считать, что степень зрелости коры коррелируется с содержаниями и соотношениями U, Th, K в породах магматических формаций, можно с уверенностью полагать, что структуры с ортогеосинклинальными формационными рядами заложены на коре океанического типа. Следуя актуалистическому принципу, можно считать также, что палеозойские структуры Казахстана, характеризующиеся ме-

дио- и парагеосинклинальными рядами с контрастными вулканогенными формациями, возникли в результате деструкции континентальной коры, реализующейся либо в линейной (рифтогенез), либо в ареальной форме (структуры типа вулканических поясов, подобных позднепалеозойскому вулканическому поясу Казахстана). Все отмеченные типы вулканогенных комплексов по особенностям химизма базальтов имеют аналоги среди современных вулканических комплексов океана, островных дуг и материков. Палеотектонические реконструкции не противоречат такой актуалистической интерпретации рассмотренных комплексов, при которой они соответственно отвечают структурам типа срединно-океанических хребтов, рифтов континентального склона и подножия, океанических рифтов, непосредственно продолжающихся в континент, первичных островных дуг, вторичных островных дуг и окраинных морей и континентальных рифтов. Таким образом, наиболее вероятная модель тектонического развития палеозоид Казахстана должна предусматривать существование в прошлом «первичных» геосинклинальных бассейнов океанического типа (также некогда возникших в результате разрушения континентального массива) и вторичных бассейнов океанического и субокеанического типов, возникших в результате многократной деструкции и раздвигов отдельных частей докембрийского континентального массива, вernerее, края Русской платформы.

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

Средиземноморский альпийский пояс проводится в разных границах. Если ни у кого из авторов не вызывает сомнения принадлежность к нему Западного Средиземноморья от Пиренеев до Альп, то распространение его к востоку полевично. В. Е. Хаин [8] включает в его состав Индокитай и Индонезию. В металлогеническом и петрологическом отношении восточную границу пояса следует провести в Бирме [5], а может быть и в Памире [6]. На севере он ограничивается древней Восточно-Европейской платформой и ее южным палеозойским обрамлением, а на юге — Афро-Аравийской и Индостанской платформами. В предлагаемом опыте петрологической характеристики пояса автор рассматривает лишь его центральную часть, включающую Альпы, Карпаты, Балканы, Анатолию, Кавказ и Иран, что обусловлено слабым развитием магматических проявлений в Западном Средиземноморье и недостаточной степенью их изученности в Восточном.

Альпийская область Средиземноморского пояса отличается от Герцинской обилием разновозрастных проявлений офиолитов, а также геосинклинального и орогенного вулканизма при относительно небольшом развитии гранитоидного магматизма. Возможно, это обусловлено широким распространением здесь микроконтинентов внутренних и краевых морей, порожденных взаимодействием двух крупных континентальных плит, оконтуривающих пояс с севера (Лавразия) и юга (Гондвана).

В истории геологического развития Средиземноморского пояса принято выделять три крупных тектонических цикла: байкальский, герцинский и альпийский. Можно полагать, что заложению пояса в рифее (как это принято и для других глобальных подвижных поясов) предшествовало формирование древней зрелой континентальной коры. На вероятность наличия последней указывают единичные определения абсолютного возраста наиболее древних метаморфитов, выступающих в виде реликтов в фундаменте срединных массивов.

Байкальские складчатые сооружения достаточно достоверно устанавливаются в пределах многих регионов Средиземноморья. В северной ветви пояса, входящей в состав структур лавразийского происхождения, бай-

кальский цикл завершается в среднем кембрии, тогда как в южной (гондванской) ветви — перед вендом. В значительной степени различаются и составы пород, слагающих байкалиды противоположных ветвей пояса.

В Восточных Альпах к рифею относятся гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты по основным вулканитам, сменяющиеся метаморфизованными кислыми вулканогенно-осадочными породами, секущимися раннекаледонскими гранитоидами. В пределах Карпат гранитно-метаморфический фундамент обнажается в зонах Татрид, Вепорид (Западные Карпаты) и Мармарошского массива (Восточные Карпаты). В Придунайской области Южных Карпат разрез байкалид начинается офиолитами.

В Карпатах широко распространены амфиболиты, развитые по вулканитам основного и кислого состава.

В Динаридах и непосредственно их продолжающих Тавридах верхнерифейские отложения, залегающие на древних гнейсах, подстилаются основными вулканитами, пересекаемыми гранитами, возраст которых примерно 600 млн. лет. Развитие Большого Кавказа в байкальскую эпоху сопровождалось образованием офиолитов (Дзирульский массив, Главный хребет, возможно Передовой хребет) с наложенными кембрийскими плагиогранитами. Фундамент Иранского срединного массива, выступающий на территории СССР в пределах Цахкуияцкого массива [1], представляет собой обломок Гондваны [2]. Здесь в байкалидах развиты амфиболиты и вендские субщелочные вулканогенные породы, пересекаемые гранитами.

Как видно, байкалиды Средиземноморского альпийского пояса повсеместно подстилаются ультраосновными и основными породами, сменяющимися выше вулканитами известково-щелочного состава и секущимися позднебайкальскими гранитоидами. Аналогичная, но более сложная закономерность в развитии магматизма фиксируется и в пределах двух последующих тектонических этапов.

Байкальский фундамент в раннем палеозое испытал деструкцию, вплоть до возникновения океанических бассейнов, по-видимому, преимущественно типа краевых и внутренних морей.

В низах палеозойского разреза северной ветви повсеместно развиты породы офиолитовой ассоциации. Выше они обычно сменяются силур-девон-раннекарбонными островодужными известково-щелочными вулканитами. Начиная с позднего карбона, проявились повсеместный орогенез, метаморфизм, мигматизация, гранитоидный магматизм, с чем связано создание новой континентальной коры, залечившей каледонские и раннегерцинские океанические бассейны. С поздней перми пояс развивался в платформенных условиях.

В зоне Ивреа Центральных Альп разрез начинается комплексом эклогитов и перидотитов, относимых некоторыми геологами к образованиям верхней мантии [8]. В Восточных Альпах досреднекарбонные вулканогенно-осадочные толщи секутся массивами габбро и гранитов.

Эвгеосинклиналь Восточных Альп продолжается непосредственно в Западные Карпаты, где наиболее отчетливо проявляется в Гемеридах. В осевой зоне на севере развиты офиолиты ордовика, а для девон-раннекарбонных отложений южной части характерен островодужный известково-щелочной вулканизм. Аналогичная обстановка наблюдается в Балканах (Стара Планина). В соответствии с данными [4] вулканическая активность раннего и среднего палеозоя в позднем карбоне сменилась гранитоидным магматизмом, наиболее характерным для Татровепорид и Старой Планины, а также Восточных и Южных Карпат и слабо представленным в Гемеридах. Нижнепермские молассы повсеместно сопровождаются кислым субаэральным вулканизмом.

На Большом Кавказе герциниды начинаются офиолитами Передового хребта ордовикского или более древнего возраста. Выше развита среднедевонская островодужная контрастно-дифференцированная формация. Верхнекарбонные — пермские граниты распространены преимущественно в зонах Главного хребта и Бечасынской, обладающих повышенной жесткостью. Гранитоиды характерны и для Закавказского массива, фундамент

которого обнажен в Дзирульском, Храмском и Локском выступах. С ними связана последующая кратонизация байкальской коры переходного типа.

В Динаридах и Тавридах период ордовик — силур знаменуется деструкцией байкальской коры и возникновением океанического бассейна, фиксируемого широким развитием офиолитов. О замыкании этого бассейна свидетельствуют среднепалеозойские гранитоиды.

Палеозойское развитие Иранского срединного массива протекало в платформенных условиях. Лишь местами субщелочные базальты указывают на проявление здесь герцинского рифтогенеза. Наиболее активны Хамаданская зона, параллельная Загросу, и Тутхунская на Малом Кавказе. В позднем триасе эти бассейны замкнулись, и широко проявились андезитобазальтовый вулканизм и гранитоидный магматизм.

Таким образом, в течение всего палеозоя, который в Европе принято выделять как каледоно-герцинский цикл, в различных частях Альпийского пояса в разное время, но преимущественно в раннем палеозое, возникали океанические бассейны, где со временем активизировался островодужный вулканизм, а замыкание сопровождалось гранитоидным магматизмом. К позднеорогенной стадии относится широко распространенный раннепермский субаэральный вулканизм.

Альпийский цикл в большинстве регионов пояса отчетливо делится на ранне- и позднеальпийский. В раннеальпийском (киммерийском) цикле орогенный этап обычно редуцирован, но полностью представлен в позднеальпийском (собственно альпийском) цикле. Одновременно в конце последнего зарождаются сводово-глыбовые структуры, сменяющиеся рифтогенными. Они знаменуют мощную тектономагматическую активизацию, охватывающую, начиная с позднего палеогена и неогена, многие территории в пределах Альпийского пояса.

Альпийские тектонические движения в пределах обширной эпигерцинской платформы зародились в позднем триасе и проявились грабеновыми структурами. Резкое и глубокое погружение началось в ранней юре, когда возник обширный океан Тетис. В Западных Альпах об этом свидетельствует сланцево-офиолитовая ассоциация Пьемонтской зоны. В поздней юре в океанических условиях образовались шаровые лавы, габбро, гипербазиты. Они в виде покровных пластин встречаются вдоль протяженного пояса в Апенниннах. Аналогичные образования сланцево-роговиковой фации раннеюрского возраста развиты в Вардарской зоне Динарид и в Элленидах.

Во внутренних Карпатах триасовые офиолиты контролируются региональным разломом линии Дарно. Ультраосновные и основные породы прорывают лейас-неокомские отложения черного флиша Румынии. В поздней юре возникает зона спрединга на границе между Мармарошским массивом и флишем Восточных Карпат. На Большом Кавказе в ранней юре в результате деструкции палеозойской коры образовалось окраинное море Южного склона. Здесь синемюрский кислый вулканизм в домере сменился океаническими толеитовыми базальтами [7]. Одновременно испытала регенерацию южная часть Закавказского срединного массива, где в пределах островодужных Сомхето-Карабахской и Кафанской зон изливались юрские известково-щелочные лавы.

Линия от Вардарской зоны до Измирской служила осевым прогибом Мезотетиса. В средней юре местами (Большой Кавказ, Динариды, ряд районов Ирана) проявились гранитоидный магматизм, метаморфизм и складчатость. Многие тектонические зоны прекратили геосинклинальное развитие.

Геосинклинальный этап собственно альпийского цикла (поздний мел — олигоцен) выражен преимущественно в восточной части Центрального Средиземноморья и менее отчетлив. Позднемеловые офиолиты развиты в Марицком шве Родопского массива, с о-ва Кипр перебрасываются в офиолитовые провинции Анатолии, северная из которых охватывает Малый Кавказ, затем в виде северной полосы проходит через Северный Иран в Гималаи. Южная ветвь отчетливо представлена в Загросе, Омани, Цен-

тральном Иране, на восточной и западной границах Лутской глыбы и в Сулеймановых горах.

Выше развиты позднемеловые и палеогеновые островодужные серии. Пожалуй, наиболее полно они представлены в мезозойско-палеогеновом вулканическом поясе, зарождающемся в Румынском Банате, продолжающемся через Тимокскую зону Югославии и Болгарское Среднегорье в Анатолийский Понт, Малый Кавказ, Центральный Иран и Западный Пакистан. Общая длина пояса, повсеместно заложенного на срединных массивах, 3 тыс. км. Вулканиды в зонах прогибов относятся к последовательно-дифференцированной формации, а в зонах поднятий развиты их поздне-геосинклинальные интрузивные комагматы [6].

Орогенный этап (олигоцен — антропоген) проявлен гранитоидами и субаэральными вулканидами. Они известны в Альпах (Адамелло), на о-ве Сицилия, в Тоскане, Паннионском, Трансильванском, Македоно-Родопском, Закавказском, Анатолийских и Иранском срединных массивах. Кислые вулканиды сменяются во времени основными и щелочными.

Итак, в геологическом развитии Альпийской области Средиземноморского складчатого пояса выделяются три крупных цикла, в течение которых отмечается закономерная эволюция магматизма от офиолитовой ассоциации океанической стадии через островодужный геосинклинальный известково-щелочной вулканизм до орогенных субаэральных вулканидов и интрузивных гранитоидов.

По мере перехода от древних циклов к молодой эволюция магматизма усложняется, в частности, процессами тектономагматической активизации, особенно отчетливо выраженными в конце позднеальпийского цикла. Начало каждого цикла знаменуется рифтогенезом, деструкцией земной коры и возникновением океанических бассейнов. Последние в дальнейшем развиваются по геосинклинальной модели в направлении рождения молодой континентальной коры.

Заложенню океанических и геосинклинальных бассейнов предшествует формирование сводово-глыбовых и рифтовых структур, сопровождающихся специфическим магматизмом (щелочные гранитоиды, кислые субаэральные вулканиды, сменяющиеся основными и щелочными). Этот магматизм порожден не субдукцией [8], а процессом, прямо ей противоположным, — тектономагматической активизацией, ведущей в конечном счете к формированию зон спрединга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалин В. А. Стратиграфия докембрия Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1980, т. 36, № 4, с. 26—39.
2. Адамия Ш. А. Доальпийское основание Кавказа — состав, строение, становление. — В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984, с. 3—104.
3. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. — М.: Наука, 1981. — 212 с.
4. Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатых областей/Под ред. Г. А. Твалчрелидзе. — М.: Наука, 1984. — 120 с.
5. Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VII. М.: Наука, 1964, с. 48—180.
6. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). — М.: Недра, 1972. — 344 с.
7. Твалчрелидзе Г. А., Джавелидзе Т. В. О рудовосности геосинклинального вулканизма Большого Кавказа. — В кн.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1981, с. 26—34.
8. Хани В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. — М.: Недра, 1984. — 344 с.

МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ УРАЛА КАК ОСНОВА ЕГО СТРУКТУРНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Различные этапы развития крупных геоблоков Земли характеризуются своим типом магматизма: рифтогенным (океаническим или континентальным), геосинклинальным (островодужным), орогенным. В таких сложных и длительно развивавшихся эвгеосинклиналях, как уральская, выделяются структурно-формационные зоны, главные этапы развития которых отвечают разным геодинамическим режимам. Каждая такая зона характеризуется особым по составу и типу эволюции магматизмом, т. е. в течение длительного времени она развивается как автономная магматическая система со спецификой, определяемой эндогенными факторами: глубинным строением, подвижностью, тепловым и флюидным режимом.

В эвгеосинклинальной области Урала выделяются (см. рисунок) главная эвгеосинклинальная и геоантиклинальная мегазоны [4]. Главная эвгеосинклинальная мегазона включает в себя следующие зоны (с запада на восток): шовную (зона Главного уральского глубинного разлома — ГУГР), троговую (Тагило-Магнитогорская) и переходную (Свердловская), в которой выделяются подзоны прогибов и поднятий. Регион к востоку от главной эвгеосинклинальной мегазоны обособлен в геоантиклинальную мегазону с наложенными эвгеосинклинальными прогибами и соответствует Восточно-Уральскому поднятию и одноименному прогибу, а также Зауральскому поднятию в известной схеме И. Д. Соболева.

Перечисленные зоны охватывают большую часть Уральского подвижного пояса (УПП), за исключением его западной и восточной окраин, областей сопряжения с Русской платформой и казахстанидами. Тектоническое расчленение всего УПП приведено в отдельной работе [2].

Различное глубинное строение названных структурно-формационных зон определяется по сумме геофизических данных [1]. Главная эвгеосинклинальная мегазона отличается наибольшей мощностью коры в целом (глубина до границы Мохо 50—54 км) и базитового слоя в частности (36—30 км). Геоантиклинальная мегазона повсеместно имеет гранитогнейсовый слой, мощность его увеличивается в зонах поднятий и незначительна в наложенных прогибах. Наиболее четко, однако, специфика названных зон фиксируется магматизмом.

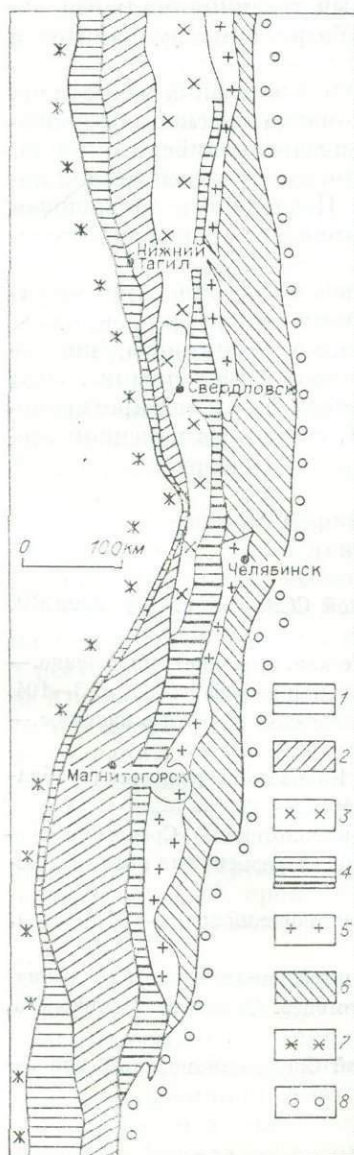


Схема тектонического районирования Среднего и Южного Урала.

Главная эвгеосинклинальная мегазона. 1—4 — зоны: 1 — шовная, 2 — троговая, 3 — поднятия, 4 — прогибы). Геоантиклинальная мегазона. 5, 6 — зоны: 5 — поднятий, 6 — наложенных эвгеосинклинальных прогибов; 7 — мюгеосинклиналь; 8 — Зауралье (герциниды на складчатом каледонском основании).

Шовная зона — это область мощного гипербазитового и базитового магматизма рифтогенного типа. Вертикальный эволюционный ряд магматических формаций здесь начинается с раннеордовикского офиолитового комплекса гарцбургитового типа, который включает крупные гипербазитовые массивы (Кемпирсайский, Хабарнинский, Халиловский на Южном Урале, Войкаро-Сыньинский — на Полярном Урале) и ассоциированные с ними габбро, поля параллельных диабазовых даек, потоки пиллоу-лав, габбро-плагиогранитоидные серии. Судя по сравнительно хорошо сохранившемуся кемпирсайско-хабарнинскому офиолитовому комплексу [4], гарцбургиты не подстилают остальные породы офиолитовой ассоциации, как это принимается в соответствии с модельными представлениями, а залегают среди габброидов плутонического типа. Однако кемпирсайско-хабарнинский комплекс резко асимметричен: в лежачем боку гарцбургитовой залежи мощность габброидов и базальтов значительно меньше, чем в висячем боку, где члены офиолитового комплекса располагаются в виде стандартного разреза (снизу вверх): гарцбургиты (около 7 км) — троктолиты, оливиновые и диопсидовые габбро (3 км) — зона параллельных диабазовых даек (1—2 км) — пиллоу-лавы (около 1 км).

Эти породы образуют единый эволюционный ряд, все члены которого обладают некоторыми общими особенностями вещественного состава, сближающими их с современными и мезозойскими магматитами океанских хребтов [4].

В позднем ордовике наступает эпоха квазиплатформенной стабилизации, когда формируется пестрый набор магматических пород преимущественно базитового состава. В южной части зоны — это кольцевые интрузивы и дайки верлит-клинопироксенит-габбро-гранитоидного (сиенитоидного) состава, а на Среднем и Северном Урале — крупные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса, наиболее четко фиксирующие зону ГУГР. В тех участках, где эта зона пересекает блоки древнего кристаллического фундамента, в ней формируются миаскит-карбонатитовые [3] массивы Ильменских и Вишневых гор.

Ордовикский цикл развития шовной зоны завершается формированием линейных зон метаморфизма, в которых в результате частичного плавления базитового субстрата образуются небольшие тела роговообманковых аортитов (лейкодиоритов) и плагиогранитов.

В начале силура в шовной зоне формируется новый офиолитовый комплекс, сложенный верлитами, клинопироксенитами, аортитовыми габбро-норитами, пироксен-амфиболовыми лабрадоровыми габбро, диоритами, плагиогранитами, параллельными диабазовыми дайками, кварц-нормативными базальтами. В среднем девоне этот этап магматизма завершается габбро-сиенитовыми интрузивами и комагматичными им щелочными базальтоидами (чанчаритами).

Обращает на себя внимание двучленное строение магматических ассоциаций ордовикского и силурийско-среднедевонского циклов в шовной зоне: офиолитовые комплексы сменяются базитовым магматизмом повышенной щелочности. Наряду с такой повторяемостью отчетливо проявлена и эволюция однотипных составляющих каждого магматического этапа. Базальты и габбро силурийского офиолитового комплекса по сравнению с одноименными породами ордовикского комплекса характеризуются повышенными содержаниями стронция, натрия, меньшими концентрациями железа, титана, т. е. чертами, отличающими современные островодужные магматиты от океанических.

Таким образом, на протяжении 100—120 млн. лет продуктом эндогенной активности шовной зоны Урала являются гипербазит-базитовые и базитовые комплексы, особенности вещественного состава которых отражают смену тектонической обстановки — этапов растяжения (офиолиты) и стабилизации (комплексы повышенной щелочности и щелочные).

Силурийско-среднедевонские магматические породы распространены в шовной зоне локально и представляют собой латеральные разновидности геосинклинальных магматитов, широко развитых восточнее в троговой

(Тагило-Магнитогорской) зоне и образующих обычную последовательность вулканических и интрузивных формаций в рамках цикла базальтоидного магматизма.

В **троговой зоне** главный тип магматизма — дифференцированный базальтоидный, близкий по особенностям вещественного состава пород к современному островодужному. Базальтовые, базальт-риолитовые, базальт-трахитовые и комагматичные им габбро-гранитоидные и габбро-сиенитоидные серии в процессе геологического развития зоны изменяют свой состав. По мере роста мощности земной коры магматизм развивается от практически бескальцевых высокоизвестковистых базальт-плагиориолитовых (габбро-плагиогранитоидных) ассоциаций, близких по вещественному составу к ранним островодужным, до богатых калием базальт-трахитовых (габбро-сиенитовых) ассоциаций, фиксирующих завершающую, квазиplatformенную стадию развития эвгеосинклинальной зоны и сходных по составу с шононитовыми сериями островных дуг типа Камчатской или Зондской.

Характерно, что во многих случаях полный набор эвгеосинклинальных магматических формаций концентрируется в одном интрузивном массиве. Примером может служить детально изученный Тагильский массив на Среднем Урале, где на площади около 300 км² представлены формации силур-раннедевонского магматического цикла продолжительностью около 30 млн. лет: габбро-плагиогранитная, диорит-трондьемитовая (малокальцевая), габбро-сиенитовая (богатая калием) [4].

Изменение вещественного состава в вертикальном ряду эвгеосинклинальных магматических формаций свойственно и латеральному ряду формаций, образованных в блоках с различающимся глубинным строением. В расположенных восточнее эвгеосинклинальных прогибах переходной и геоантиклинальной зон дифференцированные базальтоидные серии и в эффузивном, и в интрузивном варианте отличаются от однообразных серий троговой Тагило-Магнитогорской зоны повышенным содержанием калия и преобладающим известково-щелочным типом эволюции. Эти особенности базальтоидных серий следует связывать с ростом «сиаличности» земной коры в восточных областях Урала, фиксируемых и независимыми геофизическими методами [1].

Вертикальный ряд магматических формаций в переходной зоне и прогибах геоантиклинальной мегазоны характеризуется сменой рассмотренного набора базальтоидных эвгеосинклинальных формаций, которым ограничивается магматизм в троговой зоне, рядом орогенных формаций, наиболее отчетливо выраженным в интрузивной фации. Этот ряд составляют тоналит-трондьемитовая, тоналит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитная формации, перечисленные (примерно) в возрастном порядке и принадлежащие тоналит-гранодиоритовому формационному типу (исходная магма — андезитовая).

Пояса тоналит-гранодиоритовых массивов (в наиболее крупных из них сосредоточены все перечисленные формации) протягиваются на сотни километров. Можно предположить, что они трассируют эродированные вулканические пояса, наложенные на эвгеосинклинальные базальтоидные формации. Крупный пояс орогенного тоналит-гранодиоритового магматизма выявлен в последние годы на Среднем Урале в переходной зоне, где он представлен Верхисетским массивом в южной части и Верхотурским — в северной. Массивы этого пояса прорывают вулканы и комагматичные им интрузивы, образующие полный эвгеосинклинальный магматический цикл позднесилурийско-среднедевонского возраста.

В **поднятиях** геоантиклинальной мегазоны кристаллический фундамент близко подходит к поверхности или даже обнажен в виде ряда гнейсово-мигматитовых комплексов. Магматизм здесь представлен только орогенным типом (на Урале преимущественно в интрузивной фации). В отличие от переходной зоны и прогибов геоантиклинальной мегазоны андезитовидная группа формаций (тоналит-трондьемитовая, тоналит-гранодиоритовая и гранодиорит-гранитная) надстраивается в поднятиях существенно

гранитными сериями: маловодными адамеллит-гранитными и водными плуто-ническими гранитными. Последние особенно характерны для магматиз-ма зон поднятий.

Бескальевые (плагногранитоидные) серии здесь отсутствуют, и ла-теральные аналоги начальной габбро-плагногранитной формации эвгео-синклинальных прогибов представлены малокальевыми тоналит-трондь-емитовыми сериями, производными умеренно известковистой континен-тальной андезитовой магмы. Если эвгеосинклинальные трюги на всех этапах своего развития продуцируют базальтовую магму, состав которой закономерно изменяется во времени, то недра зон поднятий генерируют магматизм орогенного типа.

Так, в районе Челябинского гранитоидного массива Е. А. Белгород-ским в среднедевонских конгломератах обнаружена галька малокалье-вых тоналитов и гранодиоритов, образующих несколько южнее этих кон-гломератов крупные тела в пределах Челябинского массива. По-видимо-му, в начале раннего карбона внедряется новый тоналит-гранодиоритовый комплекс, породы которого слагают восточную часть Челябинского мас-сива и обнаружены в виде галек в средневизейских конгломератах. В среднем — позднем карбоне во время главного этапа водного гранит-ного плутонизма на Урале формируются адамеллиты и граниты гранит-ного формационного типа, слагающие большую часть массива, а в перм-ское время — маловодные граниты адамеллит-гранитного формационного типа. Таким образом, по крайней мере со среднего девона и до перми вклю-чительно магматизм в Челябинском ареале принадлежит орогенному типу и возрастной ряд магматических формаций в этом интервале времени обла-дает чертами направленного развития: в одноименных породах более моло-дых комплексов последовательно увеличивается содержание калия и ассо-циированных с ним редких элементов, падает известковистость.

Аналогичные закономерности свойственны и всем другим крупным ареалам гранитоидного магматизма в пределах зон поднятий. Далеко не всегда удается выявить геологические реперы возраста, но длинные эво-люционные ряды орогенных магматических формаций, похожие на рас-смотренный выше, фиксируются повсеместно. Каждая формация в этих рядах обладает своими закономерностями развития.

Следует отметить, что даже в такой на первый взгляд однородной фор-мации, как водная плуто-ническая гранитная, выделяется стандартная последовательность комплексов: ранний адамеллит-гранитный, богатый респитами, синхронный с главным этапом регионального метаморфизма; существенно гранитный, формирование которого сопровождается станов-лением широкого зонального ореола наведенного контактового метамор-физма, и, наконец, гранит-лейкогранитный, в основном постметаморфиче-ский. В подобной последовательности каждый следующий комплекс харак-теризуется ростом содержания SiO_2 и K_2O в гранитах главной фазы, все большим количеством лейкократовых гранитов и удалением от области генерации магмы, т. е. степенью «внедренности». Фации глубинности при этом изменяются от абиссальной до мезоабиссальной. Время формирова-ния последовательности 30—40 млн. лет.

Вариации химического состава в рамках отдельных комплексов этого эволюционного ряда плуто-нических водных гранитов соответствуют го-модромной и антидромной тенденциям. Нарушения гомодромности отме-чаются на разных стадиях эволюции, но наиболее ярко они проявлены на заключительном этапе. Эти противоположные тенденции развития отвеча-ют двум главным петрогенетическим процессам: кристаллизационной диф-ференциации (регрессивный процесс) и селективному плавлению (прогрес-сивный). Гомодромная последовательность объединяет ряд пород, образо-ванный в результате фракционной кристаллизации, т. е. связанный с само-развитием магматической системы, а антидромный ряд обязан своим появлением процессу селективного плавления, главному магмообразующе-му процессу водного плутонизма.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что выделяемые на Урале структурно-формационные зоны в течение геологически длительного периода времени работают как системы с определенным типом магматизма, который эволюционирует по составу в процессе геологического развития, оставаясь в то же время в рамках определенного типа (рифтогенного, геосинклинального или орогенного). Исключение составляют переходная зона и прогибы геоантиклинальной мегазоны, где совмещены разные типы магматизма. Эта совмещенность хорошо согласуется с особенностями геологической позиции названных структурных подразделений: прогибы заложены на складчатом догеосинклинальном фундаменте, а переходная зона потому и обособлена, что в ней совмещены магматизм, характерный для расположенной западнее троговой зоны, и орогенный магматизм, определяющий лицо геоантиклинальной мегазоны, примыкающей к переходной с востока.

Рассмотренные особенности магматизма Урала, в частности корреляция его типа с современным глубинным строением и определенная консервативность в пределах структурно-формационных зон, как будто противоречат представлениям о полной перестройке первичной структуры Урала в результате горизонтальных перемещений амплитудой в сотни и тысячи километров. Устойчивое в течение многих миллионов лет положение магматических очагов, следствием чего является совмещение в пределах единых массивов продуктов разных этапов магматизма, свидетельствует скорее о фиксированном положении главных современных тектонических структур. В соответствии с концепцией тектоники плит можно предположить, что перемещения плит существенно не изменяют геологическое строение верхних горизонтов коры, в которых сосредоточены магматические тела.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое развитие и металлогения Урала/Золов К. К., Рапопорт М. С., Попов Б. А. и др.— М.: Недра, 1981.— 254 с.
2. Дымкин А. М., Иванов С. Н., Камалетдинов М. А. и др. Геология Урала.— В кн.: Геология Советского Союза. Т. 4. М.: Наука, 1984, с. 51—58.
3. Левин В. Я., Роненсон Б. М. Карбонатиты Урала.— В кн.: Вопросы петрологии Урала (магматизм, метаморфизм, металлогения). Свердловск: изд. УИЦ АН СССР, 1980, с. 112—125.
4. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии/Ферштатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородина Н. С. и др.— М.: Наука, 1984.— 263 с.

В. И. КОВАЛЕНКО, Н. С. ЗАЙЦЕВ, В. В. ЯРМОЛЮК,
А. Л. ЯНШИН

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛИИ

В геологической структуре Монголии чрезвычайно широко распространены магматические образования, формировавшиеся в докембрии и особенно в фанерозое. Среди них выделяются магматические продукты, характерные для всех стадий развития земной коры (океанической или раннегеосинклинальной, переходной к континентальной), причем со временем увеличивалась доля плутонических и вулканических образований, возникших в континентальных условиях. При этом четко устанавливается, что наряду с ранними комплексами, развитыми в одних регионах Монголии, в смежных зонах одновременно существовали вулканоплутонические комплексы других стадий. Анализ пространственного размещения структур и магматизма позволяет реконструировать геодинамические режимы этих территорий в определенные временные эпохи, обусловившие в конечном счете эволюцию магматизма в целом и связанную с ним эндогенную ме-

таллогению. Существующие материалы дают возможность выделить в геологической истории страны следующие важнейшие геолого-тектонические эпохи: дорифейскую, рифейскую, позднерифейско-кембрийскую, раннепалеозойскую, среднепалеозойскую, позднепалеозойскую, раннемезозойскую, позднемезозойскую, кайнозойскую. Дорифейские эпохи изучены пока недостаточно, однако, начиная с позднего рифея — раннего кембрия, прослеживается направленное развитие структуры Монголии, сопровождавшееся закономерными изменениями составов магматических комплексов и связанной с магматизмом рудной минерализации.

Поздний рифей — ранний кембрий. Эпоха характеризовалась прежде всего деструкцией дорифейского основания Монголии и господством режима раздвигания континентальных блоков, что привело к образованию различных типов протяженных геосинклинальных прогибов по всей территории страны. Некоторые прогибы выполнены формациями, сходными с формациями океанической стадии и именно в их пределах в это время происходила наиболее интенсивная магматическая деятельность, продуктами которой являются метабазальты, в ассоциации с гипербазитами, габброидами и кремнистыми сланцами объединяемые в офиолитовый комплекс. В этих и других прогибах представлены также породы спилит-кератофировой, базальт-андезитовой и дацит-риолитовой формаций.

Металлогения этой эпохи определяется, с одной стороны, «океаническим» характером магматизма, а с другой — соответствующими осадочно-вулканогенными формациями. Среди важнейших полезных ископаемых эпохи отметим хубсугульские фосфориты, железо в виде железистых кварцитов и железисто-яшмово-кварцитовая формация, медно-жильные рудные проявления в связи с зеленокаменно измененными базальтами офиолитового комплекса.

Ранний палеозой. В эпоху закрытия прогибов в конце раннего палеозоя возникли формации, типичные для переходной стадии развития земной коры: тоналит-плагиогранитовая, гранодиоритовая и гранодиорит-гранитовая. Массивы этих формаций размещены, как правило, в зонах поднятий по обрамлению закрывшихся прогибов, где они группируются в виде «пограничных» поясов интрузий, которые в какой-то мере можно сопоставлять с магматическими поясами современных активных континентальных окраин, возникшими над зонами субдукции.

В металлогеническом отношении эпоха характеризуется рудопроявлениями, связанными с железисто-яшмово-кварцитовой, железоскарновой, полиметаллической жильной, золотосульфидно-кварцевой, золотокварцевой, медно-скарновой и медно-жильной формациями.

Средний палеозой. В это время в северном раннекаледонском мегаблоке в основном формировались магматические образования континентальной стадии, представленной породами нормального, субщелочного и щелочного рядов. В их распределении по площади отмечается определенная зональность, зависящая от положения к границе каледонских структур Северной Монголии и герцинских — Южной. Так, если на юге вблизи границы с герцинидами распространены преимущественно известково-щелочные породы нормальной щелочности (гранодиоритовая формация), то на западе — в Монгольском Алтае и в Северной Монголии — преобладают проявления известково-щелочного магматизма субщелочного ряда (гранит-лейкогранитовая с граносиенитами, монзонит-сиенит-граносиенитовая и граносиенитовая формации), а в самой северной части Северного мегаблока распространены щелочные габбро и ийолит-уртиты. В целом такой тип магматической зональности, определяемый повышением щелочности магматических продуктов в глубь континента, характерен для геодинамических обстановок андийского типа.

В собственно герцинских структурах Южной Монголии в начале эпохи возникли формации океанической (зеленокаменно измененные базальты в ассоциации с гипербазитами и кремнистыми сланцами), а во вторую половину эпохи — переходной (базальтовая, андезитобазальтовая, андезитовая и гранодиоритовая формации) стадий развития земной коры.

В целом, начиная со среднего палеозоя, ведущая роль принадлежит оруденению, связанному с магматическими образованиями континентальной стадии. Наряду с проявлениями железа, свойственными более ранним геологическим эпохам, в среднем палеозое возникли рудные скопления полиметаллов, меди, золота и др. Наибольшее значение приобретает железоскарновая формация, тяготеющая к массивам субщелочной гранит-лейкогранитовой с граносиенитами магматической формации, и в меньшей степени — к массивам гранодиоритовой. С этими же магматическими формациями связаны проявления меди, свинца и цинка, золота. Кроме того, рудные точки с медью, свинцом и цинком отмечаются в полях развития базальт-андезитобазальтовой, дацит-риолитовой и базальт-трахибазальт-трахиандезитовой формаций.

Поздний палеозой — эпоха наиболее мощного развития континентального магматизма как по объему доставленных продуктов, так и по площади их распространения, охватившей всю страну. Территория Монголии в это время являлась континентальной окраиной Североазиатского материка, граничащего на юге с позднегерцинским Палеотетисом, чем, вероятно, и определялись в значительной мере процессы, происходившие в ее пределах.

Позднепалеозойский магматический ареал характеризуется сложной структурой и динамикой формирования, сходной с обстановкой калифорнийского типа. В пределах ареала сочетаются, с одной стороны, более ранние известково-щелочные магматические ассоциации с широким диапазоном состава и щелочности, характерные для окраин андийского типа, а с другой — бимодальные базальт-щелочно-риолитовые ассоциации со щелочными гранитами и сиенитами, свойственные континентальным рифтам. Формирование этих ассоциаций было связано с последовательным перемещением фронта соответствующей магматической активности с юга на север в глубь континента.

Так, в карбоне магматическая деятельность известково-щелочного ряда протекала только в Южной Монголии, где возник Южно-Монгольский вулканический пояс. В его строении распространены андезитобазальты, андезиты, дациты и риолитодациты нормальной щелочности, слагающие крупные вулканические поля, кроме того, установлены массивы гранодиоритов, гранитов, лейкогранитов, граносиенитов и монцонитов.

В ранней перми область известково-щелочной деятельности сместилась на территорию Северного мегаблока, где возник зонально-симметричный магматический ареал. Его ядро образуют интрузии Хангайского «батолита», представленные породами гранодиорит-гранитовой и гранитовой (хангайский комплекс) и гранит-лейкогранитовой (шараусгольский комплекс) формаций. В периферической части ареала широко распространены вулканические образования, группирующиеся в виде вулканических поясов, называемых также Центрально- и Северо-Монгольским. Они представлены породами нормального ряда щелочности (базальтами, андезитобазальтами, андезитами, дацитами и риодацитами), развитыми главным образом к югу от Хангайского «батолита», и субщелочного ряда (трахибазальтами, трахиандезитами, трахидацитами и трахириолитами), приуроченными к северному обрамлению.

Бимодальная ассоциация связана с серией субширотных рифтогенных зон, возникших в позднем карбоне — ранней перми в Южной Монголии, затем в конце ранней перми в Центральной Монголии и, наконец, в поздней перми в Северной Монголии. Для этой ассоциации характерны субщелочные базальты, трахириолиты, комендиты и пантеллериты, а также тесно связанные с ними массивы щелочных гранитов и сиенитов.

Позднепалеозойскому ареалу, по сравнению с более ранними, присущи следующие металлогенические особенности: общее возрастание продуктивности, выражающееся в увеличении количества рудных проявлений и их масштабы вплоть до крупных промышленных месторождений (медь, молибден, полиметаллы и др.); увеличение разнообразия эндогенных полезных ископаемых (железо, медь, полиметаллы, редкие земли и элементы,

олово, вольфрам и др.); усиление роли месторождений литофильных элементов; приуроченность большинства эндогенных рудных проявлений к полям развития магматических пород. Так, проявления меди приурочены к областям вулканизма и связаны с массивами гранит-лейкогранитовой с граносиенитами формации. Олово-вольфрамовое оруденение тяготеет к массивам гранит-лейкогранитовой и меньше — гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций. Проявления редких земель, циркония, ниобия тесно связаны со щелочными гранитами и псевдолейцитовыми сиенитами.

Ранний мезозой (Т — J₁₋₂). Магматизм этой эпохи проявился в основном в восточной части страны, тяготеющей к Монголо-Охотскому поясу. Возникший магматический ареал имеет в общем концентрически-зональное строение. Его ядро приурочено к Хэнтэйскому своду, сложено крупными массивами гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой формаций и обрамляется площадями, в пределах которых распределены небольшие по размерам интрузии гранит-лейкогранитовой, литий-фтористых гранитов, гранит-лейкогранитовой с граносиенитами и щелочно-гранитовой формаций, а также вулканические образования известково-щелочной серии (внутренняя зона) и вулканы повышенной щелочности (внешняя зона ареала).

Металлогения раннего мезозоя определяется проявлениями вольфрама, олова, редких элементов, железа, золота, серебра, висмута, полиметаллов, образующих местами промышленные месторождения. Наиболее продуктивны в отношении этих руд массивы интрузивных пород повышенной щелочности и щелочных, литий-фтористых и стандартных гранитов, а также гранодиорит-гранитов.

Поздний мезозой (J₃ — К). Магматические образования здесь связаны с континентальным рифтогенезом, наиболее проявившимся в виде системы грабенов и горстов в восточной части страны, а также вдоль крупнейших разломов Южной Монголии. В строении магматического ареала преобладают вулканические образования, принадлежащие большой группе формаций: базальтовой, андезитобазальтовой, дацит-риолитовой и риолитовой, онгонитовой, базальт-трахибазальт-трахиандезитовой и трахибазальтовой, риолит-трахириолитовой, калиевых щелочных лав с карбонатами. Среди них распространены преимущественно трахибазальты и трахириолиты, определяющие принадлежность вулканического комплекса к бимодальным ассоциациям.

В строении ареала участвуют также субвулканические и гипабиссальные массивы габброидной, лейкогранитовой, гранодиорит-гранитовой и гранитовой, гранит-лейкогранитовой с граносиенитами, щелочно-гранитовой формаций, образующие с вулканитами вулканоплутонические ассоциации.

Для позднего мезозоя характерны рудопроявления того же типа, что и для раннего мезозоя, однако с преобладанием флюоритовой минерализации. Крупные месторождения флюорита связаны с вулканистами бимодального комплекса.

Кайнозой. Магматическая деятельность в кайнозое проявилась в форме излияний лав и взрывных продуктов основного состава, образующих крупные поля. Наиболее широко они распространены в пределах Байкальской рифтовой системы, протянувшейся на территории Монголии от оз. Хубсугул до Гобийского Алтая, а также на плато Дариланга в юго-восточной части страны. Вулканы, слагающие эти районы, несколько различаются по составу. Так, породы Хубсугул-Хангайской зоны представлены лейцитовыми базальтоидами, оливиновыми трахибазальтами и трахитовыми андезитобазальтами. На плато Дариланга распространены гавайиты, лимбургиты, нефелиновые муджириты и щелочно-оливиновые базальты.

В металлогеническом отношении кайнозойские вулканы пока (кроме подщелочных камней) не представляют большого интереса, хотя широкое распространение среди них калиевых базальтоидов позволяет надеяться на обнаружение в их составе лампроитов.

Анализируя особенности эволюции магматизма и эндогенной металлогении Монголии, следует отметить, что они определялись общей направленностью развития геологической структуры страны. В серии магматических пород они проявились в изменении характера магматизма от толеитового, свойственного ранней стадии (эвгеосинклиальной или «океанической») развития земной коры, к известково-щелочному нормальному ряду щелочности, связанного с переходной, а также континентальной стадиями. По мере дальнейшей «континентализации» коры региона появились породы субщелочного и щелочного рядов, причем их относительная доля в общем объеме магматических образований во времени возрастала. Следовательно, эволюция магматизма в фанерозое была направлена в сторону повышения роли щелочных (в том числе базальтоидов) и более глубинных по своей природе магматических образований.

В соответствии с изменением во времени составов господствующих магматических ассоциаций менялся профиль ведущей эндогенной металлогении за счет возрастания среди рудных образований роли литофильных элементов. Так, если на ранних стадиях развития в начале палеозоя преобладали проявления железа, золота, фосфора и марганца, то уже в среднепалеозойскую эпоху возникли рудные ассоциации с полиметаллами, медью и золотом. В позднем палеозое отмечаются крупные скопления меди, молибдена, а также редких элементов, в мезозое доминировали рудные проявления с оловом, вольфрамом, молибденом, серебром, висмутом, танталом, ниобием, бериллием и др. Особо подчеркнем, что большинство рудных ассоциаций связано с конкретными магматическими формациями, причем по мере континентализации коры и возрастания роли пород субщелочного и щелочного рядов эти связи становились все более определенными и более надежными для металлогенического районирования и прогнозирования. Важно и то, что металлогенический профиль эпохи определяется характером проявленного магматизма, типом структур и общим нарастанием рудной продуктивности во времени к более поздним континентальным стадиям развития территории (в особенности в отношении редкометалльного оруденения). Возможно, это связано с ремобилизацией рудного вещества и его накоплением в процессе неоднократной проработки континентального основания страны последовательными поступлениями в него новых порций магматических расплавов.

Г. Я. АБРАМОВИЧ

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ (на примере юга Восточной Сибири)

Юг Восточной Сибири принадлежит к одной из немногих континентальных областей земного шара, где можно проследить практически непрерывную эволюцию магматизма с раннеархейского до кайнозойского времени. Регион охватывает южную часть Сибирской платформы (краевой выступ докембрийского фундамента и частично внутреннее поле) и окаймляющие ее с юга палеозойские складчатые сооружения Центрально-Азиатского пояса. Эволюция магматизма отдельных крупных структур рассматриваемой территории детально изучалась в последние годы многими исследователями. А. Л. Яншиным, П. М. Хреновым и другими на юге Восточной Сибири выделены тектонические мегакомплексы ранне- и позднеархейского, раннепротерозойского, рифейского, ранне-, средне-, позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. В ряде работ [7 и др.] дана интерпретация истории геологического развития региона с позиции новой глобальной тектоники. Проведенный нами с этой позиции специальный анализ рядов магматических формаций, соответствующих

Возрастные ряды магматических формаций докембрия и палеозоя юга Восточной Сибири

Геотектоническая обстановка	Докембрий		Палеозой	
Первично-континентальная	AR ₁	Базальт-андезит-дацитовая (серых гнейсов) — эндробит-чарнокитовая — мигматит-плагиогранитовая		
Океанических рифтов	AR ₂	Лерцолит-гарцбургитовая — коматит-базальтовая (толеитовая) — анортозит-габбровая	V — ε ₁	Дунит-перидотитовая — андезит-базальтовая (толеитовая) — анортозит-габбровая — пироксенит-габбровая
Островных дуг и краевых морей	PR ₁ ¹	Плагиориолит-дацит-базальт-андезитовая и базальтовая — диорит-габбровая габбро-гранодиорит-плагиогранитовая	ε ₁ — ε ₂	Плагиориолит-дацитовая — дацит-базальт-андезитовая — перидотит-пироксенит-габбровая — диорит-тоналит-плагиогранитовая — сиенит-габбровая
Коллизионная	PR ₁ ²	Мигматит-гранитовая — гранодиорит-гранитовая — лейкогранитовая — гранитов рапакиви — гиперстеновых гранитоидов	O — S	Гранитовая и мигматит-гранитовая — гранодиорит-гранитовая — лейкогранитовая
Активных континентальных окраин	R ₁ — R ₂	Трахидацит-трахириолитовая — субщелочная гранитоидная — субщелочная габброидная — базальт-трахибазальтовая — монцитонитовая — латитовая — трахидацит-андезитовая — фонолит-трахибазальтовая	PZ ₂ — PZ ₃	Трахибазальт-трахириолитовая — граносиенит-гранитовая — сиенит-нефелин-сиенитовая — трахиандезит-трахибазальтовая — субщелочных гранитов и сиенитов — латит-трахит-трахириолитовая — щелочных габброидов и лампрофиров — щелочно-ультраосновная с карбонатами — щелочных гранитов и сиенитов
Внутриконтинентальная	R ₂	Трапповая	PZ ₃	Трапповая

определенным тектоническим мегакомплексам, позволяет выявить основные черты возрастной эволюции магматизма и в ряде случаев уточнить представления о геотектонических обстановках прошлого.

Своеобразен ряд магматических формаций раннеархейского тектонического мегакомплекса (см. таблицу), сохранившегося преимущественно в южной части краевого поднятия фундамента Сибирской платформы, частично в Енисейском кряже и в отдельных глыбах (микроплитах) докембрийских пород Центрально-Азиатского пояса. Как было показано [2, 3], магматические образования раннего архея представлены метаморфизованными в гранулитовой фации породами толеит-базальтового, андезиодацитового состава («серые гнейсы»), чарнокитами и существенно плагиоклазовыми мигматит-гранитами (листвянский, жидойский, маритуйский, мотутский, богуневский комплексы). Они залегают среди раннеархейских суперкрупных толщ, практически лишенных карбонатных пород. Этот ряд формаций не имеет аналогов в современных геотектони-

ческих обстановках и, очевидно, фиксирует становление первичной континентальной коры.

Ассоциация магматических формаций позднего архея включает лерцолит-гарцбургитовую, анортозит-габбровую и коматитит-базальтовую формации (ийский, идарский, тагульский, бельский, урдаскинский, караганский, кунгусский комплексы). Вместе с карбонатно-гнейсово-кварцитовыми толщами позднего архея они слагают систему зеленокаменных поясов в юго-западной части краевого поднятия фундамента Сибирской платформы [1, 2], фиксирующих древнейшую океаническую кору и, вероятно, рифогенную геотектоническую обстановку.

Ряд магматических формаций первой половины раннего протерозоя, в котором доминируют габбро, тоналиты, плагиограниты, базальты и андезиты (зимовинский, кулибинский, кочериковский, кутимский, шаблыкский, часовенский, большеминский и другие комплексы), ассоциирует с раннепротерозойскими осадками флишоидного и аспидного типов. Магматические образования характеризуются нормальной щелочностью при некотором преобладании натрия над калием. Для вулканогенных пород типичны грубослойные туфы базальтов и андезитов субаквального типа. Все эти признаки более всего отвечают геотектонической обстановке островных дуг [8] либо краевых морей.

Магматизм второй половины раннего протерозоя отмечен чрезвычайно активным проявлением гранитоидного магматизма умеренной щелочности, натрово-калиевого и существенно калиевого уклона (тукшинский, хадаминский, чжаргалантский, дербинский, хамар-дабанский, кутимский, таракский, саянский, приморский, грядинский, татарниковский и другие комплексы). Региональные ареалы гранитоидов накладываются на все предшествующие тектонические мегакомплексы и контролируются зонами смятия (шарьяжей?): Бирюсинской, Главной Саянской, Алагинской, Приморской, Даванской и др. К этим же зонам приурочены формации рапакивидоподобных гранитоидов, гиперстеновых гранитоидов и кремнещелочных метасоматитов [2, 8]. Формирование магматических пород синхронно проявлению зонального метаморфизма, регионального приразломного кремнещелочного метасоматоза и совпадает с периодом интенсивной складчатости. Осадконакопление в рассматриваемый период практически отсутствует. Гранитоиды большинства перечисленных выше комплексов содержатся в гальке континентальных моласс, начинающих разрез раннего рифея (ермосохинская, малокосинская свиты). По совокупности признаков геотектоническая обстановка второй половины раннего протерозоя близка коллизионной (столкновение континентальных плит).

Магматизм раннего — среднего рифея проявился вдоль всей южной окраины Сибирской платформы. Характерно наличие контрастных по составу малоглубинных интрузий и вулканитов субаэрального типа, часто представляющих собой вулканоплутонические ассоциации (гуинский и харантойский, ангаульский и калбазыкский, иредьский и хибеленский, ревуньский и ламборский и другие комплексы). Вместе с терригенными отложениями они формируют протяженные вулканоплутонические пояса (Прибайкальский, Присаянский, Калбазыкский, Чатыгойский, Кувайский, Ашкасокский), локализуясь во внутриконтинентальных и окраинно-континентальных рифтах, в зонах разломов и на их пересечениях [4, 8]. Общей для состава пород является повышенная и высокая щелочность, главным образом, калиевого уклона. Особенности состава и структурного положения магматических формаций свидетельствуют о наличии в раннем — среднем рифее в южной оконечности плиты фундамента Сибирской платформы геотектонического режима активных континентальных окраин. В более удаленных от окраин частях континента в среднем рифее происходило становление трашповой формации (нерсинский комплекс), указывающей на внутриплитную геотектоническую обстановку.

Эволюция палеозойского магматизма юга Восточной Сибири с позиции новой глобальной тектоники рассмотрена многими исследователями и особенно детально И. В. Гордиенко [6]. Некоторые коррективы в предло-

женную им схему внесены позднее нами [5]. Основываясь на обобщении материалов, можно говорить о прохождении в палеозое нового цикла эволюции земной коры со сменой геотектонических обстановок: океанической рифтогенной в венде — раннем кембрии, островодужной и, возможно, краевых морей в раннем — среднем кембрии, столкновения континентальных плит в ордовике — силуре, активных континентальных окраин и внутриплитной в девоне — раннем триасе (см. таблицу). Не останавливаясь подробно на рассмотрении эволюции палеозойского магматизма, обратим внимание на последний ее этап. В среднем — позднем палеозое формируется единый для всей территории ряд формаций высокой зональности с ярко выраженной латеральной зональностью. На юге, юго-западе развиты преимущественно формации субщелочных и щелочных гранитов и сиенитов (хайламинский, улуг-танзекский, куналейский и другие комплексы), сопровождаемые комагматичными эффузивами, севернее — формации субщелочных и щелочных габброидов (дарликовский комплекс), еще далее на север — щелочных лампрофиров и ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (ингашинский и зиминский комплексы) и на крайнем севере — формация траплов (ангарский комплекс). Тип формаций и характер зональности свидетельствуют о внутриплитном геотектоническом режиме активных континентальных окраин.

В мезозое — кайнозое активность магматической деятельности затухает. Лишь на юге, юго-востоке в зонах разломов и внутриконтинентальных рифтов отмечается проявление лейкогранитовой (гуджирский, утуликский комплексы), риолит-трахириолитовой и базальт-трахибазальтовой формаций, фиксирующих наступление нового цикла тектогенеза.

Таким образом, в истории юга Восточной Сибири выделяются несколько серий рядов магматических формаций различной полноты. При этом очевидно, что в позднем архее — рифее и венде — позднем палеозое присутствуют две полные серии, указывающие на прохождение двух циклов эволюции земной коры от океанической к континентальной. Особый интерес представляет сопоставление рядов магматических формаций докембрия и палеозоя (см. таблицу). Ряды магматических формаций разных серий, формирующиеся в сходных геотектонических обстановках, близки между собой как по типам формаций, так и по их ассоциациям. Однако отмечается и их специфика. Так, например, не находят себе аналогов раннеархейские формации, фиксирующие стадию становления протокоры. Состав позднеархейских океанических формаций свидетельствует о их связи с неистощенной мантией, в то время как аналогичных палеозойских — с истощенной. Щелочность увеличивается во времени в пределах отдельных серий формаций и их совокушности в целом. Наблюдается латеральная зональность магматизма двух типов: связанная с закономерным смещением в пространстве геотектонических обстановок и обусловленная эволюцией магматизма в пределах отдельных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Г. Я. Архейская метакоматит-базальтовая формация Восточного Саяна. — В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев: Наукова думка, 1981, с. 52—54.
2. Абрамович Г. Я. Ассоциации эндогенных формаций и эндогенные процессы в докембрии Восточного Саяна. — В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 43—52.
3. Абрамович Г. Я., Хренов П. М. Металлогеническая и магматическая зональность главных структурных элементов земной коры в докембрии юга Восточной Сибири. — В кн.: Тезисы докладов XXVII МГК. Т. II. М.: Наука, 1984, с. 246—247.
4. Абрамович Г. Я., Бухаров А. А., Гордиенко И. В. и др. Палеовулканологические реконструкции в геологическом развитии территории Восточной Сибири. — В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Хабаровск: изд. ИТ и ГДВНЦ, 1979, с. 58—61.
5. Абрамович Г. Я., Бачалдин Н. А., Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А. Корреляция палеозойского магматизма юго-запада Восточной Сибири. — В кн.: Петрология, рудоносность и корреляция магматических образований, флюидный режим эндогенных процессов. Иркутск, 1985, с. 93—95.

6. Гордиенко И. В. Магматизм и геодинамика палеозоя северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Геол. и геофиз., 1984. № 4, с. 19—30.
7. Срывцев Н. А., Булдыгеров В. В. Строение и формации Северо-Байкальского вулканического пояса. — В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 95—100.
8. Тектоника Северной Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии)/ Под ред. А. В. Пейве. — М.: Наука, 1980. — 220 с.

Е. М. ЛАЗЬКО, А. М. ЛЫСАК, В. П. КИРИЛЮК,
В. Д. КОЛИЙ, В. И. ЛАШМАНОВ, К. И. СВЕШНИКОВ,
А. А. СИВОРОНОВ, А. Г. СМОГОЛЮК, Г. М. ЯЦЕНКО

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

(состав, последовательность и режимы формирования)

Нижний докембрий Украинского щита сложен суперкрупными, метаморфизованными, плутонометаморфическими и плутоническими формациями [5]. Парагенетически связанные ассоциации этих формаций объединяются нами в формационные (структурно-вещественные) комплексы. По составу и строению выделяются группы чарнокит-гранулитовых, амфиболит-плаггиогранитоидных, тоналит-зеленокаменных, гранитоидно-метатерригенных, вулканоплутонических и плутонических комплексов.

Типичным представителем чарнокит-гранулитовой группы является побужский комплекс [7], вертикальный формационный ряд которого составляют снизу вверх: кинцигитовая, кальцифир-кристаллосланцевая (или гиперстеневая гнейсокристаллосланцевая), лейкогранулитовая, высокоглиноземисто-кварцевитовая, мрамор-кальцифирная, кондалитовая и эвлизитовая суперкрупные формации. С кинцигитовой, кальцифир-кристаллосланцевой и лейкогранулитовой латерально связаны, соответственно, кинцигит-гранитовая, гнейсоэндербитовая и гнейсоаляскитовая плутонометаморфические формации [4]. В участках интенсивного диафтореза амфиболитовой фации место гнейсоэндербитовой формации занимает собитовая [9]. Такие попарные сочетания формаций образуют крупные стратифицированные тела.

К чарнокит-гранулитовой группе относится развитый в восточной части щита приазовский комплекс. От побужского он отличается почти повсеместно проявленным диафторезом амфиболитовой фации гранулитовых наслоенных образований, меньшей полнотой разреза последних, меньшим площадным распространением плутонометаморфических формаций, но более интенсивной мигматизацией некоторых суперкрупных толщ. Его вертикальный формационный ряд составляют (снизу вверх): кристаллосланцевая, мигматизированные амфиболитовая, плаггиогнейсовая (совместно они, по-видимому, отвечают гиперстеневой гнейсокристаллосланцевой формации побужского комплекса), мигматизированная лейкогранулитовая и кондалитовая формации. Четко обособляются следующие латеральные ряды формаций: кристаллосланцевая — кристаллосланцево-диорит-тоналитовая (?) — диорит-тоналитовая; плаггиогнейсовая — гнейсоплаггиогранитовая — плаггиогранитовая (в участках со слабо проявленным диафторезом место двух последних занимает гнейсоэндербитовая формация); лейкогранулитовая — гнейсоаляскитовая.

К чарнокит-гранулитовой группе относится также, вероятно, славгородский комплекс Среднего Приднепровья, состоящий из повсеместно диафторированных в амфиболитовой фации гиперстенесодержащих плаггиогнейсов и кристаллосланцев, эндербитов и плаггиогранитов [2]; как и в других местах, они, видимо, относятся к латерально сопряженным гиперстеневой гнейсокристаллосланцевой и гнейсоэндербитовой формациям. С чарнокит-гранулитовыми комплексами пространственно ассоциируют не-

большие тела метаморфизованных пироксенит-перидотитовой и габбро-норитовой формаций, а также других основных и ультраосновных пород, формационная принадлежность которых неясна.

Амфиболит-плагиигранитоидные комплексы сложены суперкрупными и плутонометаморфическими формациями с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации метаморфизма. Их составляющие особенно широко развиты в Среднем Приднепровье и Росинско-Тикичском районе.

В первом они представлены аульским комплексом. Вертикальный ряд, образованный гнейсокристаллосланцевой (нижняя) и кристаллосланцево-амфиболитовой суперкрупными формациями, сочетается в нем с двумя латеральными: гнейсокристаллосланцевая — гнейсогранит-плагиигранитовая — плагиигранитовая формации и кристаллосланцево-амфиболитовая — гнейсодиорит-плагиигранитовая формации.

Формационно более пестрым является тикичский амфиболит-плагиигранитоидный комплекс Росинско-Тикичского района. В связи с плохой обнаженностью, вертикальный ряд суперкрупных формаций здесь надежно не выделен, однако, латеральные ряды определяются достаточно уверенно — это формации кристаллосланцево-гнейсовая — гнейсогранит-плагиигранитовая; амфиболит-кристаллосланцевая — кристаллосланцево-диоритовая; меланократово-гнейсовая — гнейсогранодиоритовая; лейкогнейсовая — лейкократовая гнейсогранитовая.

К группе тоналит-зеленокаменных комплексов относится средне-приднепровский. В его строении участвуют полифациально метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций вулканогенные и базит-ультрабазитовые плутонические формации, слагающие «зеленокаменные прогибы», а также гранитоидные формации, локализующиеся в прибрежных частях последних или в разделяющих их выступах фундамента. Вулканогенная составляющая комплекса представлена таким вертикальным рядом: нижняя метадацит-андезит-толеитовая, метакоматиит-толеитовая, джеспилит-метатолеитовая; верхняя метадацит-андезит-толеитовая, металипарит-дацитовая или метакоматиитовая формации [14]. Небольшие тела базитов и ультрабазитов принадлежат к габбро-диоритовой, габбро-диабазовой, габбро-пироксенит-дунитовой и дунит-гарцбургитовой формациям [12]; некоторые из них являются комагматами соответствующих по составу вулканитов. Гранитоиды среднеприднепровского комплекса относятся к тоналит-плагиигранитовой, гранитовой, аплитонегматоидной, гранититовой, аляскит-лейкогранитовой и двуслюдяной гранитовой формациям [11].

Группа гранитоидно-метатерригенных комплексов довольно разнообразна. Они отличаются полифациальным характером метаморфизма наслоенных пород (от зеленосланцевой до амфиболитовой, местами до гранулитовой фации) и преобладанием метатерригенных и гранитоидных образований при резко подчиненном значении метавулканитов.

Вертикальный ряд наслоенных метаморфизованных формаций развитого в северо-западной части щита тетерева комплекса представлен (снизу вверх) трахит-андезитовой, алевропсаммитовой, известково-терригенной и карбонатно-псаммитовой формациями, в терригенной части комплекса находятся две маломощные метатолеитовые формации [6]. С ними пространственно связаны небольшие тела метаморфизованных дунит-гарцбургитовой, габбро-пироксенитовой, габбро-диабазовой формаций, а также массивы последовательно образованных гранитовой, двуслюдяной гранитовой и гранититовой формаций.

В Ингуло-Ингулецком районе наслоенные формации гранитоидно-метатерригенного комплекса образуют вертикальный ряд (снизу вверх): формация лептитовых гнейсов, метапсаммитокarbonатная, метаморфизованных олигомиктовых песчаников и метаконгломератовая [16]. Плутоническая составляющая комплекса — гранитовая и двуслюдяная гранитовая формации, кроме того, в его составе тела гранитоидов, а также базитов и ультрабазитов с неясной формационной принадлежностью.

В Среднем Приднепровье к рассматриваемой группе относится криворожско-белозерский комплекс [8], наслоенные образования которого пространственно приурочены к структурам, выполненным метавулканическими толщами тоналит-зеленокаменного комплекса. Наиболее полно они представлены в Криворожско-Кременчугской зоне, где снизу вверх располагаются: метапесчаниково-сланцевая, джеспилитовая кремнисто-сланцевая, черносланцевая, мрамор-сланцевая, молассоидная формации. В других структурах мрамор-сланцевая и молассоидная формации обычно отсутствуют. Объем плутонических образований этого комплекса неясен. Имеющиеся материалы позволяют думать, что отдельные наиболее поздние гранитоидные формации тоналит-зеленокаменного комплекса завершили свое формирование на этапе становления терригенных толщ криворожско-белозерского комплекса.

В Приазовском районе к рассматриваемой группе относится гуляйпольско-осипенковский комплекс, сложенный слюдисто-сланцевой, кремнисто-железистой и углеродисто-кремнистой формациями [3]. В плутоническую составляющую комплекса входят небольшие тела габбро-диоритовой, тоналит-плагиигранитовой, гранитовой и аляскит-лейкогранитовой формаций, расположенные в прибортовых зонах структур, выполненных наслоенными образованиями, и за их пределами.

Вулканоплутоническую группу представляет осницкий комплекс, развитый в северо-западной части щита и состоящий из металипарит-базальтовой, диорит-гранодиоритовой и монзонит-гранитовой формаций.

Коростенский, корсунь-новомиргородский и восточно-приазовский магматические комплексы составляют плутоническую группу формационных комплексов. Первые два сложены габбро-анортозитовой и рапаквив-гранитовой формациями, последний — граносиенит-гранитовой и щелочно-сиенитовой.

Наборы формационных комплексов в разных участках Украинского щита различны, чем, в первую очередь, и подчеркиваются индивидуальные особенности традиционно выделяемых геоблоков [1, 13]. Тем не менее относительная возрастная последовательность комплексов разных групп постоянна и соответствует схеме: чарнокит-гранулитовые → амфиболит-плагиигранитоидные → тоналит-зеленокаменные → гранитоидно-метатерригенные → вулканоплутонические и плутонические.

В разрезе нижнего докембрия щита в целом и отдельных его геоблоках комплексы одной группы не повторяются, что отражает необратимый характер его развития [8]. Намечаются также и другие закономерности: суперкрупные и плутонометаморфические формации, доминирующие в чарнокит-гранулитовых и амфиболит-плагиигранитоидных комплексах, в более поздних уступают место метаморфизованным и плутоническим формациям, при этом в каждом из последующих комплексов роль метаморфизованных формаций уменьшается, а плутонических возрастает. Существенно различаются и процессы становления гранитоидных формаций: ареальное автохтонное гранитообразование в чарнокит-гранулитовых и амфиболит-плагиигранитоидных комплексах сменяется локальным аллохтонным.

Формирование структурно-вещественных (формационных) комплексов и слоисто-блоковой структуры Украинского щита осуществлялось в пять качественно различных этапов. На каждом из них (за исключением последнего) образовывался индивидуализированный структурный этаж щита, соответствующий по объему формационным комплексам одной группы.

В первый этап формировались чарнокит-гранулитовые комплексы в условиях слабой тектонической дифференцированности земной коры и высокотемпературное, устойчивое на значительных пространствах, тепловое поле (гранулитовая фация метаморфизма). На втором этапе (становление амфиболит-плагиигранитоидных комплексов) появились широкие, местами близкие к линейным, бассейны осадконакопления и разделяющие их блоки с тенденцией к относительно поднятию. Накопленные в этих

бассейнах наложенные формации испытали метаморфизм амфиболитовой фации и интенсивные ультраметаморфические преобразования.

С третьим этапом связано становление среднеприднепровского тоналит-зеленокаменного комплекса в условиях резко возросшей тектонической активности, мощного проявления вулканизма и высокоградиентного теплового поля.

На четвертом этапе развития Украинский щит характеризовался значительной тектонической дифференцированностью. Отчетливо выраженные нисходящие движения испытали Волынский и Кировоградский геоблоки, где на значительных площадях формировались довольно выдержанные по составу терригенные и терригенно-карбонатные толщи гранитоидно-метатерригенных комплексов. В Среднеприднепровском и Приазовском геоблоках экзогенное породообразование осуществлялось главным образом в узких унаследованных и приразломных прогибах. Тенденцией к воздыманию, по-видимому, обладали Побужский и Росинско-Тичкинский геоблоки.

На пятом этапе локально проявился наземный и интрузивный магматизм с широким диапазоном основности и щелочности. Завершение этого этапа знаменует полную кратонизацию щита.

Следует подчеркнуть, что на каждом этапе развития щита происходит не только образование соответствующих ему комплексов, но и преобразование ранее сформированных.

Отличаясь рядом параметров условий формирования, некоторые группы формационных комплексов обладают общими особенностями, что позволяет говорить о близости геотектонических режимов их становления. Используя ранее предложенные понятия и термины [10, 15], мы рассматриваем чарнокит-гранулитовую и амфиболит-плагитогранитоидную группы комплексов как сформировавшиеся в условиях пермобильного просинклинального режима, тоналит-зеленокаменные и гранитоидно-метатерригенные комплексы — протоплатформенно-протогеосинклинального, а вулканоплутонические и плутонические комплексы — в условиях эпикратонного геотектонического режима.

Анализ материалов по другим щитам показывает, что в их пределах уверенно распознаются группы нижнедокембрийских формационных комплексов, подобные проявленным на Украинском щите. Достаточно четко это устанавливается в гранитно-зеленокаменных областях Канадского, Южно-Индийского и Балтийского щитов, Западной Австралии, Южной Африки и Восточной Бразилии. Это позволяет говорить об *однотипности и одинаковой направленности развития континентальной земной коры в раннем докембрии всех континентов* и возможности типизации формационных комплексов и геоблоков щитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. Н., Рудницкий П. М., Сухивин А. И. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита. — Геол. журнал, 1971, т. 31, № 2, с. 114—129.
2. Берзенин Б. З. Петрогенезис, геологическое строение и особенности металлогении докембрия района Славгородско-Синельниковских магнитных аномалий. Автореф. канд. дис. — Днепропетровск, 1972. — 27 с.
3. Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплект карт м-ба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. Т. 1/Галецкий Л. С., Горлицкий Б. А., Клявис Л. А. и др. — Киев: изд. Мингео УССР, 1984. — 150 с.
4. Кирилюк В. П. Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Статья 1. Стратиграфические комплексы докембрия и формации раннего архея. — Геол. журнал, 1982, т. 43, № 3, с. 88—103.
5. Кирилюк В. П., Лысак А. М., Свешников К. И. Породные ассоциации и петроструктурные формационные группы докембрия щитов. — Вестн. Львов. ун-та. Сер. геол., 1981, вып. 7, с. 13—22.
6. Колий В. Д. Формации и геологические условия образования нижнепротерозойского метакарбонатно-терригенного комплекса Тетеревского прогиба (Украинский щит). Автореф. канд. дис. — Львов, 1984. — 22 с.
7. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Япенко Г. М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. — Львов: Вища школа, 1975. — 239 с.

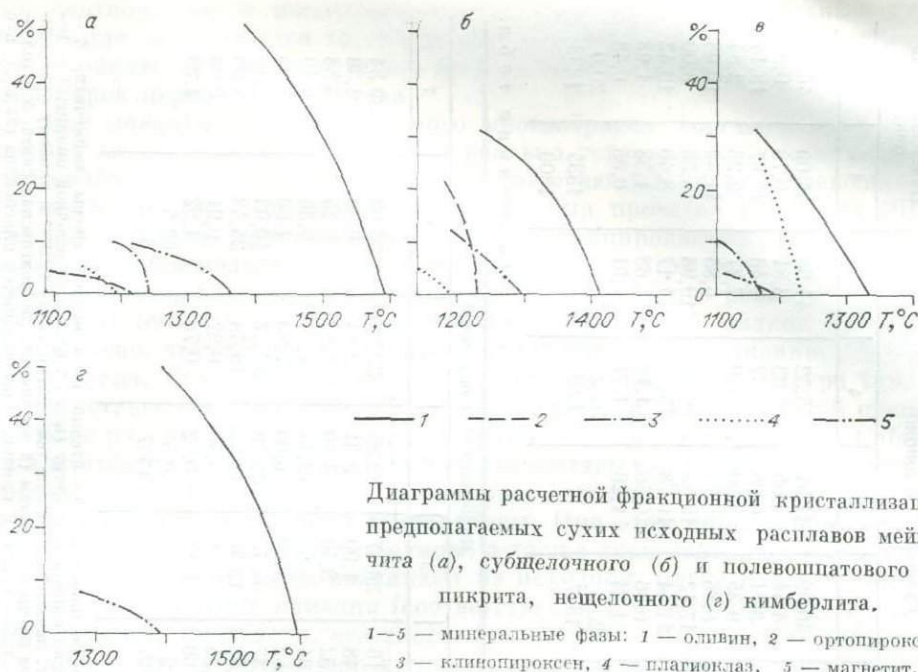
8. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Лысак А. М. и др. Геологические формации и проблемы стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита.— Геол. журнал, 1984, т. 44, № 2, с. 103—112.
9. Лысак А. М., Пащенко В. Г. Собитовая формация западной части Украинского щита.— Вестн. Львов. ун-та. Сер. геол., 1981, вып. 7, с. 92—104.
10. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия.— Л.: Недра, 1973.— 309 с.
11. Свешников К. И., Лысак А. М., Сиворонов А. А., Заика-Новацкий Г. В. Плутонические и плутонометаморфические формации и магматические комплексы Среднего Приднепровья.— Вестн. Киев. ун-та, 1984, № 11, с. 85—94.
12. Свешников К. И., Смоголюк А. Г. Плутонические формации зеленокаменных поясов Украинского и Алдано-Витимского щитов.— Геол. и геофиз., 1984, № 11, с. 35—42.
13. Семенов И. П. Докембрий Украинской ССР.— В кн.: Труды лаборатории геологии докембрия. Вып. 2. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 24—43.
14. Сиворонов А. А., Смоголюк А. Г., Колий В. Д., Сирота М. Г. Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья и Карелии.— Киев: изд. ИГФМ АН УССР, 1984.— 72 с.
15. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Эволюция магматизма в раннем докембрии.— В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 154—162.
16. Яценко Г. М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита.— Львов: Вища школа, 1980.— 139 с.

В. В. ЗОЛОТУХИН, Ю. Р. ВАСИЛЬЕВ

ПРОБЛЕМЫ ПЛАТФОРМЕННОГО МАГМАТИЗМА (на примере Сибирской платформы)

Как известно, магматизм древних платформ мира характеризуется определенным набором магматических формаций, составляющим четкий их парагенезис. Основываясь на этом, Ю. А. Кузнецов [4] в результате анализа проявлений магматизма в зависимости от крупных тектонических структур характерными для устойчивых областей Земли — древних платформ — назвал следующие магматические формации: трапповую (толеит-базальтовую), трахибазальтовую материков (щелочных оливиновых базальтов), щелочно-ультраосновную (в том числе кимберлитовую) с карбонатитами и нефелин-сиенитовую. Из подобной эмпирической закономерности магматизма платформ (Индийской, Южно-Африканской, Сибирской и др.) вытекают, как минимум, три проблемы платформенного магматизма: 1) цикличность интрузивной и вулканической активности во времени; 2) многообразие и специфика магматизма платформ; 3) генетические соотношения щелочных и нещелочных формаций, входящих в парагенезис.

Повторяемость близких по вещественному составу ассоциаций магматических формаций во времени можно проследить на обобщающей схеме возрастной и формационной корреляции магматических комплексов Сибирской платформы [5]. Породы, объединяемые в названные магматические формации платформ, здесь проявились в среднепалеозойском и особенно широко в позднепалеозойском — раннемезозойском циклах, когда максимально возрастает число одновременно проявляющихся формационных типов и комплексов. Пространственная совмещенность как временная последовательность разнообразных по вещественному составу ассоциаций магматических пород, сопряжена с развитием определенных тектонических структур платформы, связанных с периодами тектономагматической активизации, возникновением и эволюцией исходных расплавов. Наиболее важны для магматизма такие крупные дизъюнктивные нарушения, как краевые швы и прочие глубинные разломы, а также специфические континентальные рифтовые структуры, в ассоциации с которыми часто проявляются магматические формации с участием щелочных пород. Каждая из упомянутых формаций в объеме слагающих ее пород, как счи-



тают большинство исследователей, имеет самостоятельное происхождение и связана с одним или несколькими расплавами.

По нашим представлениям, основанным на геологических наблюдениях и изучении вещественного состава магматических пород платформы, все их многообразие может быть связано с четырьмя типами исходных пикритоидных ультраосновных расплавов [2] с различными условиями эволюции. Их глубинные генетические связи между собой вероятны, но пока недостаточно ясны. Вариации состава исходных расплавов могут объясняться вещественной неоднородностью верхней мантии в участках, вовлекаемых в плавление.

Возникающие при эволюции (фракционировании) предполагаемых исходных расплавов породы могут быть объединены в следующие геологически наблюдаемые петрогенетические ряды:

1. Полевошпатовый пикрит — гипербазит-базитовые магматиты — нормальные траппы — (трахибазальты). Северо-запад Сибирской платформы.

2. Щелочной пикрит — щелочные базальтоиды — (нормальные базальты) — трахибазальты. Маймеча-Котуйская провинция.

3. Меймечит — малощелочной пикрит — (щелочной пикрит), (кумуляты ряда: дунит, перидотит). Маймеча-Котуйская провинция.

4. Базальтоидный малощелочной кимберлит — слюдястый щелочной кимберлит — (лампроит?). Сибирская и другие платформы мира.

Каждый из этих рядов существенно дискретен по отношению к другим и объединяет близкие по особенностям химизма породы, связанные общностью происхождения. Результаты, полученные при моделировании процессов кристаллизации предполагаемых исходных расплавов (см. рисунок), проведенном по программе «Кристаллизация-М» в соответствии с моделью магматической кристаллизации [7], хорошо согласуются с составами дочерних фракций, возникающих в процессе природной фракционной кристаллизации (см. таблицу).

На рисунке показаны последовательность выделения и количество (в вес. %) выделяемых минеральных фаз для предполагаемых исходных расплавов при изменении температурного режима. Следует отметить, что кристаллизация исходных расплавов индивидуальна (дискретна) и специфична: различны начальные температуры фракционирования, объем-

Расчетные и природные химические составы пород выделенных петрогенетических рядов, возникающих в процессе фракционной кристаллизации

Компонент	Меймечит							Субщелочной пикрит					Полевошпатовый пикрит	
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂	40,82	40,54	41,86	40,08	41,38	48,37	42,58	40,76	40,99	41,51	45,52	44,30	45,09	46,21
TiO ₂	1,60	2,00	2,46	2,68	3,97	4,54	5,52	3,55	4,44	3,08	5,33	3,81	0,78	0,98
Al ₂ O ₃	2,42	2,95	3,39	3,95	3,60	7,76	7,70	4,56	5,71	6,06	7,87	9,43	14,67	18,14
Fe ₂ O ₃	6,79	8,40	4,33	11,20	14,48	7,29	3,85	7,47	9,35	8,60	6,49	7,27	2,28	2,84
FeO	6,58	7,38	10,04	8,43	14,48	4,20	11,74	8,34	8,86	8,73	5,73	6,85	11,49	10,98
MgO	37,16	32,97	31,28	25,96	27,74	12,71	13,60	23,71	17,12	19,35	10,66	10,98	15,36	8,00
CaO	4,32	5,32	6,16	7,11	8,24	13,97	13,48	9,14	11,44	10,78	15,50	14,17	8,40	10,42
Na ₂ O	0,21	0,25	0,23	0,33	—	0,66	0,70	0,69	0,86	0,56	1,19	1,68	1,58	1,98
K ₂ O	0,16	0,19	0,25	0,25	0,59	0,49	0,83	0,99	1,24	1,26	1,71	1,51	0,35	0,43
% фракц. ОI	—	20,2	—	40,5	—	62,8	—	—	20,3	—	34,2	—	—	20,0
T _{расч}	1587	1537	—	1449	—	1250	—	1424	1327	—	1229	—	1335	1233
T _{гом}	1600	—	—	—	—	—	—	1450	—	—	—	—	1300	—

Окончание табл.

182

Компонент	Полевошпатовый пикрит						Кимберлит малощелочной						
	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,34	46,78	49,31	49,41	48,55	49,19	36,50	35,16	36,47	32,85	32,92	34,68	39,34
TiO ₂	2,25	1,38	1,19	1,51	1,39	2,52	1,88	2,48	1,00	3,31	3,83	6,06	2,39
Al ₂ O ₃	11,06	16,26	15,60	15,61	15,17	14,03	2,82	3,52	3,40	4,69	4,85	9,25	5,88
Fe ₂ O ₃	7,98	4,01	4,78	3,66	3,75	5,60	7,90	9,84	4,55	13,14	7,68	9,36	6,49
FeO	6,78	12,77	7,53	9,58	13,02	10,69	5,26	5,82	5,00	6,60	7,90	1,50	3,56
MgO	10,62	5,87	7,59	6,30	4,75	4,96	36,99	32,47	34,75	25,09	26,37	10,93	15,15
CaO	10,55	10,09	11,10	10,91	10,02	9,49	7,82	9,68	13,56	12,93	15,43	25,48	24,93
Na ₂ O	1,87	2,22	2,27	2,22	2,41	2,48	0,28	0,35	0,39	0,46	0,32	0,91	0,98
K ₂ O	0,58	0,61	0,63	0,75	0,78	0,95	0,55	0,69	0,88	0,92	0,70	1,82	1,28
% фракц. ОI	—	27,1	—	—	—	30,5	—	—	—	40,5	—	62,5	—
T _{расч}	—	1194	—	—	—	1172	—	1596	1545	—	1457	—	1261
T _{гом}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Меймечит: 1 — исходный, 2, 4, 6 — расчетные, 3, 5, 7 — природные составы (3 — меймечит дайковый, 5 — стекло из основной массы меймечита, 7 — стекло из основной массы пикрита). В интервале температур 1354—1250° С вместе с оливком спорадически выпадает магнетит (всего 7,6%). Субщелочной пикрит: 1 — исходный, 2, 4 — расчетные, 3, 5 — природные составы (3 — пикритовый порфирит, лава, 5 — меланефелинит, лава). В интервале температур 1293—1229° С к оливику присоединяется магнетит (7,0%). Полевошпатовый пикрит: 1 — исходный, 2, 4, 7 — расчетные, 3, 5, 6, 8 — природные (средние) составы (3 — пикрит, моронговская свита, 5 — толеитовый базальт, там же, 6 — средний трапп, 8 — траппы Кузьмовского комплекса). В интервале температур 1230—1172° С к оливику присоединяется плагиоклаз (24,1%), а с 1192° — магнетит (1,5%). Кимберлит малощелочной: 1 — исходный, 2, 4, 6 — расчетные, 3, 5, 7 — природные составы (3 — кимберлит из трубки взрыва, 5 — пикрит мантичеллитовый, 7 — пикритовый порфирит из щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов).

ные соотношения и последовательность выделения минеральных фаз. Общим для них является то, что первая и основная фаза фракционирования — оливин, удаление которого из расплава приводит к возникновению ряда пород переменного состава.

Для доказательства возможного многообразия составов сибирских траппов за счет фракционирования реально устанавливаемого исходного базитового (пикритондного) расплава, отвечающего средневзвешенному составу интрузива Норильск-1, нами [3] был проведен расчет на ЭВМ его фракционной кристаллизации по модифицированной программе с использованием модели Натана и Ван Кирка [7]. При этом было оценено количество твердых фаз при кристаллизации исходного расплава в зависимости от температуры и магнезиальности остаточной жидкой фракции. Установлено, что при отделении от исходной магмы 18% оливина, 2% клинопироксена, 12% плагиоклаза и 1% магнетита при температуре 1195°C состав оставшейся жидкости (67%) очень близок к статистической оценке наиболее распространенного состава траппов. («Средний трапп» на Сибирской платформе). Установлено также, что составы так называемых «интрузивных типов» [6] соответствуют составам жидких фракций по мере отсадки кристаллов и падения температуры. При этом норильский, курейский и катангский интрузивные типы, а также лавы севера и северо-запада Тунгусской синеклизы возникают из исходной магнезиальной магмы за счет отсадки лишь оливина (соответственно 4,5; 10; 14 и 14,3%). Для возникновения амовского, агатского, летнинского, тычанского, ангарского и кузьмовского интрузивных типов, а также лав центрального района и Тунгусской синеклизы (в целом) требуется отсадка оливина (15—18,6%), плагиоклаза (2—23%), клинопироксена (0—11%) и магнетита (0—3,3%). Наиболее железистые расплавы (ангарский и кузьмовский типы) образуются при осаждении наибольших количеств плагиоклаза и клинопироксена. Вероятно, состав магмы, принимаемый нами за исходный, является фракцией еще более глубинного расплава, отвечающего по составу полевошпатовому пикриту [2]. Расчеты показывают, что для этого требуется отсадка 10% магнезиального оливина при 1300°C. Составы субщелочных траппов и щелочных базальтоидов с фельдшпатоидами не могут быть получены в результате фракционной кристаллизации без добавления в исходный расплав определенного количества щелочей извне.

Судя по заметному несовпадению трендов камерной и глубинной дифференциаций на диаграмме SiO_2 — коэффициент фракционирования, средние составы дифференцированных интрузивов на Сибирской платформе представляют собой фракции магмы без значительной доли кумулятивных ранних фаз. Следовательно, в составе гипабиссальных расслоенных трапповых интрузивов глубинных кумулятов (в том числе сульфидов) было мало. Таким образом, материнская магнезиальная базитовая магма для этих интрузивов должна представлять собой жидкую фракцию, отделившуюся от глубинных кумулятов, а исходная магма, выплавляемая в мантии, должна иметь более магнезиальный состав, очевидно пикритовый.

На диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ отмечаются все переходы по щелочности и недосыщенности SiO_2 от толеитовых до щелочных базальтов. В случае исходной первичной магмы, близкой по составу к гипербазит-базитовым эффузивам, при локальном «ощелачивании» ее глубинными флюидами она приобретает состав недосыщенной щелочной базальтовой магмы, за счет камерной дифференциации которой возникает серия дифференциатов рудоносной интрузии. «Ощелачивание» расплавов, исходных для гипербазит-базитовых интрузивов, происходит, видимо, уже на уровне интрузивных камер, что может объясняться активизирующим воздействием различных вмещающих осадочных пород на глубинные флюиды, несущие щелочи (кислотно-основное взаимодействие по Д. С. Коржинскому).

Приведенные выше петрогенетические ряды пород, возникающие при эволюции различных расплавов, содержат не свойственные им по щелоч-

ности члены (заключенные в скобки). Обнаружение среди нормальных по щелочности пород обогащенных щелочами разновидностей, проявляющихся обычно в небольших объемах, можно также объяснить локальным «ощелачиванием» [1] расплавов в промежуточных очагах, где и идет процесс фракционирования магмы. Этот процесс, связанный с подтоком в расплав глубинных флюидов, несущих щелочи и мигрирующих вдоль проницаемых зон, может происходить на различных стадиях эволюции исходных расплавов.

Максимальное количество магматических формаций в их парагенезисе приходится на рифтовые зоны, а минимальное — на всю остальную обширную территорию, которая вовлекается в траптовый магматизм в это время. Данное объяснение отнюдь не отрицает возможности проявления специфических глубинных щелочных расплавов в иных ситуациях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов и карбонатитов).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 24—36.
2. Васильев Ю. Р. Ультраосновной магматизм Сибирской платформы. Автореф. докт. дис.— Новосибирск, 1983.— 32 с.
3. Золотухин В. В., Лагута О. Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траптов на Сибирской платформе.— Докл. АН СССР, 1985, т. 280, №4, с. 967—972.
4. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.
5. Масайтис В. Л., Егоров Л. С., Леднева В. П. и др. Протерозойские и мезозойские магматические комплексы Сибирской платформы.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 13—20.
6. Структуры траптов Сибирской платформы/Ред. М. Л. Лурье.— Л.: Недра, 1976.— 171 с.
7. Nathan H. D., Vankirk C. K. A model of magmatic crystallization.— J. Petrology, 1978, v. 19, N 1, p. 66—94.

О. М. ГЛАЗУНОВ, М. А. ГОРНОВА

ТИПИЗАЦИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

Типизация гипербазитов на петрогеохимической основе дополняет и детализирует формационное расчленение, облегчает оценку потенциальной рудоносности массивов. Изучение гипербазитов разного состава и возраста в то же время позволяет раскрыть историю их формирования, построить химическую модель верхней мантии и наметить пути ее эволюции во времени.

В отличие от геохимической систематики ранжирование на петрогеохимические типы больше отвечает запросам картирования и поисковой практики, так как в последнем случае в качестве единицы подразделения принимаются конкретные группы пород с определенным статистически значимым уровнем концентрации главных петрогенных, рудных и примесных элементов. Определенные типы пород выделяются по концентрации элементов и информативным геохимическим характеристикам (Mg/Fe, Cr/Ti, Cr/V, Cr/Pt, Pd/Pt и т. д.), учитываются также особенности химизма первичных минералов, отвечающих наиболее ранним и глубинным парагенезисам.

На основании отмеченных признаков среди гипербазитов можно выделить два устойчивых и повторяемых в природе петрогеохимических типа — относительно железистый и относительно магнезиальный [2]. Их самостоятельность, широкая распространенность и перидотитовый источник обосновываются не только особенностями химизма пород и минералов, но и различным тектоническим положением и возрастом.

Гипербазиты железистого типа образуют поля мелких будинированных массивов среди гнейсов архея и протерозоя (Сибирь, Украина, Скандинавия).

динавия). В Шарыжалгайском архейском блоке они тяготеют к участкам развития гранулитов, пересекаются палингенными гранит-пегматитами с возрастом 2050—1950 млн. лет [1]. Массивы сложены лерцолитами, верлитами, гранатовыми и безгранатовыми вебстеритами, реже гарцбургитами. Гранатовые пироксениты занимают центральные части некоторых массивов, где локализуются в виде отдельных пятен или полос среди серпентинизированных перидотитов. Массивы раннепротерозойских гипербазитов встречаются в пределах основания юго-восточной части Сибирской платформы (Канская, Идарская глыбы). В составе их преобладают перидотиты со следами метаморфизма амфиболитовой фации*. Во всех породах повышено содержание Fe, Ca, Al, Ti, щелочей, понижено — Mg, Cr, отношение Mg/Fe равно 2—7. Для них характерна прямая и генетически обоснованная корреляция концентраций Cr и Ti. Гипербазиты этого типа подразделяются на несколько подтипов. К одному из них относятся недавно описанные авторами гранатовые пироксениты из Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы [4]. Высокая доля пироповой составляющей в гранате и типично магматический характер его химической зональности, низкое содержание алюминия в сосуществующем с гранатом ортопироксене указывают на магматический генезис пород при высоком давлении. Это отличает их от известных перидотитов с гранатом из Норвегии, где иной характер зональности граната за счет перекристаллизации в условиях гранулитовой фации метаморфизма [5]. Для оливинов перидотитов железистого типа характерно выдержанное прямое соотношение хрома и титана при высоком значении коэффициента концентрации ($K = 0,1-0,14$), что ограничивает их от тех же минералов перидотитов магнезиального типа ($K = 0,02-0,025$). Можно указать на ряд параметров, общих для перидотитов железистого типа и из включений в кимберлитах. Их сближают прежде всего низкое содержание Al в энстатите и хромшпинелиде, почти идентичные отношения Cr/Ti (5—7), отчасти Cr/(Cr + Al) (15—20).

Распространение перидотитов магнезиального типа контролируется линейными глубинными разломами (Сибирь, Монголия, Урал, Казахстан). Обычно они входят в состав известной дунит-гарцбургитовой офиолитовой ассоциации и выделяются высоким содержанием в породах Mg, Cr, отношением Mg/Fe (9—12), низкой концентрацией Ca, Al, Ti, щелочей. По преобладанию той или иной минерализации и высокому уровню концентрации элементов породы подразделяются на хромистый, хромисто-платиновый, золотоплатиновый подтипы. Следует оговориться, что подтипы отражают своеобразие рудной нагрузки массивов и могут считаться вполне информативными при оценке массивов в целом. Но если хромистый и хромисто-платиновый подтипы свойственны первично-магматическим этапам концентрирования рудных, то золотоплатиновый относится в основном к стадии аутометаморфизма гипербазитов. Указанные выше характеристики надежно отличают минералы гипербазитов магнезиального типа, в которых содержится больше Al, Cr при высоком уровне Cr/Ti (10—23). В оливине и энстатите выдерживается четкая обратная связь Cr—Ti при низких коэффициентах их концентрации.

Приведенные данные обосновывают вывод о различных геодинамических режимах становления гипербазитов, приводящих к неодинаковой рудной специализации. При рассмотрении вопроса о масштабе и характере руд важное значение имеет положение массивов в глобальной и региональной структурах. На составе гипербазитов офиолитового ряда отражаются размеры, конфигурация тел на глубину, мощность и фациальный профиль вмещающих толщ [2, 5]. Большую роль играет при этом степень зрелости и деструкции догеосинклинального субстрата, на котором развиваются троговые структуры. Это влияет на гетерогенность расплава в магматической камере и может приводить к дополнительному локальному

* В последнее время обнаружены коматиты.

накоплению в гипербазитах рудных концентраций (Pt, Cr). Сложность в данном случае заключается в необходимости воссоздания для каждой офиолитовой зоны детальной петротектонической истории. Несомненно одно: офиолиты, развивающиеся в эпикратонной системе поблизости от крупных блоков архея (срединные массивы и мелкие «осколки») и характеризующиеся преобладанием терригенно-вулканогенных комплексов сокращенной мощности, несут в качестве парагенного члена офиолитовой формации гипербазиты, потенциально обогащенные хромом. В отдельных случаях они могут содержать крупные рудопроявления хрома. К наиболее типичным массивам, залегающим в непосредственной близости от архейских глыб, относится Оспинский в Восточном Саяне (Гарганская глыба архея), где закартированы и частично оценены большие по масштабам зоны хромитов, а также Парамский и Шаманский массивы в Восточном Прибайкалье (район Муйской глыбы), которые по всем факторам рассматриваются нами [3] как перспективные на хромитовое оруденение.

Говоря об условиях образования гипербазитов, можно прежде всего отметить, что гипербазиты архея и протерозоя, часто сопровождаемые коматититами, формируются в массивы относительно близко от источника плавления изначального субстрата. Этот вывод обосновывается преобладающим развитием их в рассеянной форме в нижних горизонтах архея, естественно без видимой связи с разрывной тектоникой, в участках проявления гранулитового метаморфизма. Отсюда следует, что состав протомантии и ее потенциальная рудоносность полнее вскрываются химизмом именно древнейших гипербазитов. Строго говоря, ни один из известных комплексов древних гипербазитов и набор окружающих его вмещающих пород по составу и объему не отвечают офиолитовой ассоциации в классическом ее понимании. Учитывая особенности состава гипербазитов железистого типа, близость к изначальной мантии и условия их залегания, можно предположить, что тела ультрамафитов этого типа формируются в негеосинклинальных условиях.

По сравнению с ними гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации были удалены на большие расстояния от места генерации, на что указывают нахождение их в различных структурных этажах фанерозоя, тесная приуроченность к региональным разломам при большой линейной протяженности массивов и поясов. В ортопироксене из этой ассоциации выполняется изоморфизм по схеме $AlFe^{3+} - MgSi$, что возможно при невысоком давлении; в ортопироксенах из пород железистого типа сохраняется изоморфизм типа $AlAl - MgSi$, реализуемый только при относительно высоком давлении [3].

Изменяется ли состав гипербазитов по латералю? На этот вопрос можно ответить утвердительно, учитывая поправки на серпентинизацию и метаморфизм пород. Несмотря на достаточно монотонный состав в массивах и поясах гипербазитов разных типов, в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы наблюдаются направленные вариации химизма в отдельных поясах или от пояса к поясу. В древнейших гипербазитах по мере движения от Шарьжалгайского блока архея к Бирюсинскому и далее к Енисейскому возрастают общая железистость пород и степень рассеянной сульфидно-никелевой минерализации. В гипербазитах магнетитового типа от Прибайкалья (Ильчирский пояс) в направлении к Западному Саяну (Кургущубинский и Северо-Саянский пояса) заметно снижается концентрация Mg, Cr и увеличивается — Al, Ti. Принципиально важно, что закономерности химизма отдельных поясов и степень неоднородности массивов согласуются с тектоническим профилем, мощностью и фаціальным набором офиолитовых толщ, выполняющих троговые структуры. Наиболее неоднородны массивы крупного размера лополитообразной формы, развивающиеся в мигеосинклинальном режиме. Отмеченная зональность состава поясов гипербазитов указывает на изменение характера глубинных магматических процессов во времени, на гетерогенность верхней мантии и разный уровень ее частичного плавления и в то же время отражает реакцию гипербазитов на тектоническое положение. Пред-

полагается, что в секторе байкалид Восточной Сибири на период докембрия вещество верхней мантии было обогащено силикатической составляющей и, следовательно, менее дифференцировано, чем под смежным каледонским блоком, где развиваются гипербазиты магнезиального типа.

Таким образом, в складчатых областях ультраосновной магматизм закономерно изменялся от ареального в архее — протерозое к трещинно-локальному в последующие эпохи. Древнейшие гипербазиты железистого типа по минералого-геохимическим признакам ближе стоят к коматитам и перидотитам из ксенолитов в кимберлитах, чем те же породы магнезиального типа. Общей тенденцией гипербазитов от архея к фанерозою являются нивелирование их состава, обогащение пород и минералов Mg, Cr, обеднение Fe, Ca, Al, щелочами. Это с определенными допущениями отражает эволюцию вещества верхней мантии. Вариации состава гипербазитов офиолитового ряда объясняются не столько различной степенью частичного плавления, сколько зрелостью и деструктивностью догеосинклинального субстрата. При этом хромом они обогащаются главным образом на стадии продвижения в проточном канале и на месте конечной кристаллизации. Наиболее рудоносные (на Cr) массивы отличаются относительно высокой неоднородностью минерального и химического состава и тяготеют к областям максимальной тектонической стабилизации. Они развиваются на коре переходного типа от океанической к континентальной. Тесная ассоциация гипербазитов железистого типа в пределах Идарской полосы с амфиболитами, развитие в их составе апоэффузивных серпентинитов, интенсивная первично-магматическая (пирротин-пентландитовая) минерализация позволяют предполагать здесь сульфидно-никелевые месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е. В., Сумин Л. В., Кирилова Т. И., Грачева Т. В. Последовательность геологических событий в пределах Шарыжалгайского блока (U-Pb метод датирования). — *Геохимия*, 1981, № 11, с. 1652—1665.
2. Глазунов О. М. Геохимические типы гипербазитов. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 223—232.
3. Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. — Новосибирск: Наука, 1981. — 191 с.
4. Глазунов О. М., Золотина М. А., Татаринов А. В. Гранатовые пироксениты Восточного Саяна. — *Геол. и геофиз.*, 1984, № 7, с. 79—84.
5. Колман Р. Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979. — 354 с.

В. Т. ПОКАЛОВ

МОЛИБДЕНОНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Молибденоносные магматические формации проявляются в разной геодинамической обстановке, характеризуются разными петрографическими, петро- и геохимическими чертами и неодинаковой продуктивностью в отношении молибдена и сопутствующих ему металлов. Эти формации развиты в островных дугах, складчатых поясах и областях эпиплатформенной орогении. Среди них находится значительная часть главных типов магматических пород, что позволяет рассмотреть эволюцию магматизма и его рудоносности в связи с историей развития земной коры.

Вулкано-плутоническая андезит-диоритовая формация островных дуг. Островные дуги (Алеутская, Бонинская, Марианская, Рюкю, Западной Меланезии, Соломоновых островов, Новых Гибрид, Фиджи и др.) развиваются на океанической коре начиная с эоцена. На раннем этапе их становления проявился базальтовый вулканизм с подчиненной ролью плагиоориолитов и трахидолеритов, на более позднем — формировалась вулка-

ноплутоническая формация, представленная преимущественно андезитами и комагматичными с ними плутонами диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Эти породы относятся к известково-щелочной серии с резким преобладанием натрия над калием. С плутонами пространственно и генетически связаны разные типы месторождений медных руд с сопутствующими в них золотом, серебром, магнетитом, повышенными содержаниями титана (рутил) и незначительными (первые тысячные доли процента) — молибдена.

В. Р. Дикинсон [6] приводит среднюю величину отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в андезитовых сериях островных дуг, равную $0,7037 \pm 0,0003$, полностью совпадающую со средней величиной этого отношения, вычисленной Г. Фором и Дж. Пауэллом [4] для океанических островных базальтов. Названные исследователи, а также Д. З. Журавлев, И. В. Чернышев, А. А. Цветков и др. [3], изучавшие вариации изотопных отношений не только стронция, но и неодима в магматических породах Алеутской островной дуги, считают, что это породы мантийного происхождения. Некоторые вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7031—0,7048) в базальтах объясняются процессом их пропилитизации с участием морской воды. В породах вулканоплутонической андезит-диоритовой формации значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется в пределах 0,7029—0,7034, т. е. магма, образовавшая их и являющаяся материнской для оруденения, имеет мантийное происхождение.

Формация плутонов пестрого состава периода эпигеосинклинальной орогении широко распространена в складчатых поясах — Кордильерском, Андском, Средиземноморском, Урало-Монгольском, Атлантическом в Европе и Америке, Тасманском и др. В строении плутонов участвуют монциты, сиениты, диориты, гранодиориты, граниты, габбро. Их комагматами в складчатых поясах являются породы трахибазальтовой и трахиандезитовой формаций. В целом этот комплекс вулканических и плутонических пород, по сравнению с породами андезит-диоритовой формации островных дуг, характеризуется повышенной щелочностью, значительной ролью калия, часто преобладающего над натрием, и широким развитием кислых разностей.

С плутонами пестрого состава связаны молибден-медные месторождения, в которых заключено около 50% разведанных промышленных запасов меди. Молибден в них — сопутствующий компонент: отношение меди к молибдену в рудах колеблется от 10 : 1 до 50 : 1. Однако доля разведанного молибдена в этих месторождениях около 30% от его общих мировых запасов. Содержание молибдена в рудах — 0,005—0,06%, редко выше. Повышенные содержания титана в рудах отмечаются редко.

Рудоносные плутоны, как правило, находятся в эвгеосинклинальных зонах, главным образом в геантиклинальных поднятиях, с развитием которых связано образование больших масс гранитоидов. Кроме того, они распространены в зонах стыка складчатых областей разного возраста, в геантиклинальных структурах остаточного типа, в жестких блоках, типа срединных массивов, в основном в их краевых частях. Реже, например в Северо-Американских Кордильерах, рудоносные плутоны встречаются в миогеосинклинальных зонах.

Во всех перечисленных складчатых поясах возраст рудоносных плутонов отвечает периоду эпигеосинклинального орогенного развития земной коры. К этому времени в результате геосинклинального развития сформировался гранитно-метаморфический (сиалический) слой земной коры, который отличает континентальный тип коры от океанического, и он, безусловно, существенно повлиял на характер развивавшегося здесь магматизма.

Петрологические исследования кайнозойских вулканических пород трахиандезитовой формации в Калифорнии и Андах [7, 8] привели к выводу, что магмы, из которых кристаллизовались породы этой формации, образовались в результате смешения мантийной базальтовой магмы и

кислых расплавов, возникших в результате плавления сиалических пород земной коры.

Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах, слагающих плутоны пестрого состава в Кордильерах Северной Америки (батолиты Сьерра Невада, Берегового Хребта, Санта-Рита, Британской Колумбии), в Средиземноморском поясе, в Андах колеблются в пределах 0,7043—0,7025 [5, 9—11]. Большинство исследователей приходят к выводу о смещении мантийных и коровых выплавов при образовании плутонов пестрого состава. Об этом же свидетельствуют величины $\delta^{18}\text{O}$ в породах плутонов Кордильер [10] и юга Красноярского края, значения которых находятся в интервале от +9,0 до +12,0%. Причем с уменьшением основности пород от ранних магматических фаз к более поздним величины $\delta^{18}\text{O}$ и стронциевого отношения закономерно возрастают, что, очевидно, свидетельствует об увеличении доли сиалического материала в магматическом расплаве от ранних магматических фаз к поздним, представленным более кислыми породами. Итак, магмы, образовавшие плутоны пестрого состава и являвшиеся источником молибден-медного оруденения, несут черты гибридного, смешанного характера с отчетливо выраженной повышенной щелочностью и большой ролью калия в них.

Формация умеренно кислых гранитоидов эпиатлантической орогении распространена в областях развития крупных впадин внегеосинклинального происхождения (например, восточно-азиатского типа). К ним относятся Монголо-Охотский пояс в мезозое, Западное Забайкалье в верхнем палеозое, восточная ветвь Скалистых гор (США) в ларамийское время, ряд районов Корейско-Китайской платформы в яньшанское время. Здесь магматизм и связанное с ним молибденовое оруденение проявились после установления платформенного режима, в условиях полностью сформировавшейся континентальной коры, в связи с тектоническими движениями менее контрастными, чем при эпигеосинклинальном орогенезе. Рудносные плутоны сложены преимущественно биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, гранодиоритами, щелочно-земельными сиенитами, резко подчиненное развитие имеют габбро, габбро-диориты и диориты. Для пород характерна повышенная щелочность; в гранитах, сиенитах и большей части гранодиоритов содержание калия выше, чем натрия.

Месторождения, ассоциирующие с плутонами умеренно кислых гранитоидов, практически монометалльные. Медь в промышленных концентрациях отсутствует, лишь из руд некоторых месторождений ее целесообразно извлекать как попутный компонент (например, Жирекенское в Забайкалье); в небольших количествах в рудах появляется вольфрам, который в ряде случаев может рассматриваться в качестве попутного полезного компонента (месторождения Клаймакс, США; Бутдая и Малый Ойногор, Забайкалье). Месторождения этого типа достигают крупных размеров при содержании молибдена в рудах до 0,25% (Гендерсон, США).

Плутоны формации умеренно кислых гранитоидов развиты в поднятиях, разделяющих впадины, и в обрамлении последних. Здесь же обычно распространены комагматичные с ними эффузивы трахиандезитовой формации. Как подчеркивают В. С. Антипин, М. И. Кузьмин и В. В. Конусова [1], обогащенность мезозойских вулканических пород трахиандезитовой формации Монголо-Охотского пояса легкими лантаноидами сближает их с продуктами щелочно-базальтового магматизма. В то же время устойчивый европиевый минимум объединяет их с образованиями коровых магм. Аналогичное распределение РЗЭ, полученное автором, характерно и для молибденосных гранитоидов Восточного Забайкалья. Вместе с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (от +9,0 до +10,0%) в верхнепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья и начальным отношением изотопов стронция в материнских плутонах Кордильер [12] от 0,7055 (Китсолт) до 0,7069 (Квеста) характер распределения в породах РЗЭ свидетельствует о смещении глубинной основной магмы с кислыми расплавами корового происхождения при формировании плутонов умеренно кислых гранитоидов. По-видимому, на это же указывают постепенные переходы между по-

родами основного состава и кислыми, а также присутствие реликтов моноклинного пироксена в гранодиоритах. В то же время преимущественное развитие в рудоносных плутонах кислых разностей пород позволяет сделать вывод о преобладающей роли сиалических коровых выплавок в рудопродуцирующей магме.

Формация лейкократовых гранитов областей эпиплатформенной орогении связана с менее напряженными и контрастными тектоническими движениями, чем те, которые происходили при становлении плутонов формации умеренно кислых гранитоидов; в местах ее развития обычно отсутствуют крупные наложенные впадины (типа восточно-азиатских). Магматизм периода рудообразования представлен комагматичными кислыми породами липаритовой и трахилипаритовой формаций и плутонами лейкократовых, субщелочных гранитов, в которых калий, как правило, преобладает над натрием. Граниты нередко двуслюдяные, флюоритсодержащие. Ассоциирующие с ними месторождения — комплексные вольфрам-молибденовые, с сопутствующими минералами; медь практически отсутствует. Месторождения достигают крупных размеров при содержании молибдена в руде до 0,1% и WO_3 до 0,3%.

Вывод Ю. А. Балашова, С. Ф. Карпенко и Л. В. Филиппова [2] о том, что источником биотитовых, лейкократовых и двуслюдяных гранитов являются преимущественно выплавки сиалической коры, подтверждается отсутствием в составе плутонов основных и средних пород. Области развития рудоносных плутонов — ранние каледониды Западного Забайкалья в мезозойское время, каледониды и герциниды Центрального Казахстана и Южного Урала в позднепермское время, Юго-Восточная Монголия в мезозое, ряд областей Южно-Американской платформы в палеозойское время, Тасманский складчатый пояс Австралии в верхнепалеозойское время.

В процессе развития земной коры, при переходе от мантийного магматизма островных дуг к магматизму эпигеосинклинальной, а затем эпиплатформенной орогении, в магме, продуцирующей молибденовое оруденение, постепенно возрастает роль корового сиалического материала. В продуктивных магматических формациях увеличиваются степень участия кислых пород, их щелочность, содержание калия. В связи с этим в генерируемых магмой месторождениях роль меди уменьшается, а молибдена — повышается; в ассоциации с кислыми, и особенно их крайним членом — лейкократовой магмой, появляется вольфрам. Следовательно, источник меди — выплавки верхней мантии, а молибдена и вольфрама — главным образом магмы гибридного происхождения и выплавки сиалической коры.

В целом соотношение меди и молибдена в месторождениях, по-видимому, определяется соотношением мантийного и корового вещества в магмах, генерирующих эти месторождения. Вероятно, соотношение меди и молибдена в рудах во многом зависит и от характера выделяемых магмой гидротермальных растворов, экстрагирующих и транспортирующих полезные компоненты. Экспериментальные исследования выявили повышенную растворимость молибдена в водных щелочно-кремнистых растворах. С этими данными согласуется широкое проявление процессов калишпатизации и окварцевания пород на молибденовых месторождениях, что, очевидно, обусловлено химизмом магм, генерирующих оруденение. С одной стороны, они содержат в избытке кремнезем, с другой — характеризуются повышенной щелочностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В. С., Кузьмин М. И., Конусова В. В. Распределение редких земель в позднемезозойских вулканических породах Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982, с. 31—43.
2. Балашов Ю. А., Карпенко С. Ф., Филиппов Л. В. Изотопы стронция, неодима, кис-

- лорода и редкоземельные элементы как индикаторы источников и эволюции гранитоидного магматизма. — *Геохимия*, 1982, № 12, с. 1705—1717.
3. Журавлев Д. З., Чернышев И. В., Цветков А. А. и др. Вариации изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алеутской островной дуги в связи с проблемой их петрогенеза. — *Докл. АН СССР*, 1983, т. 270, № 6, с. 1457—1461.
 4. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. — М.: Мир, 1974. — 214 с.
 5. Янкович С. Металлогения альпийских гранитоидов Евразийского металлогенического пояса Тетиса. — В кн.: *Металлогения и рудные месторождения. (Доклады 27-го Международного геологического конгресса. Т. 12)*. М.: Наука, 1984, с. 136—148.
 6. Dickinson W. R. Relation of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. — *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1970, N 8, p. 813—860.
 7. Eichelberger J. C. Origin of andesite and dacite: Evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum — Pacific volcanoes. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, v. 86, N 10, p. 1381—1391.
 8. Klerx J., Deutsch S., Pichler H., Zell W. Strontium isotopic composition and trace element data bearing rocks of the central and southern Anes. — *J. of Vol. and Geotherm. Res.*, 1977, v. 2, N 1, p. 49—71.
 9. Taylor R. P. Isotope geology of the Bakircay porphyry copper prospect, northern Turkey. — *Miner deposita*, 1981, v. 16, N 3, p. 375—390.
 10. Taylor R. P., Fryer B. J. Strontium isotope geochemistry of the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico. — *Econ. Geol.*, 1983, v. 78, N 1, p. 170—174.
 11. Taylor R. P., Silver J. T. Oxygen isotope relationships in the plutonic igneous rocks of the Peninsular Ranges batholite, southern and Baja California. — In: *Short papers of the fourth international conference, geochronology, cosmochronology, isotope geology. Open file report. U. S. geol. Surv. 78—701*, 1978, p. 423—426.
 12. Westra J., Keith S. B. Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits. — *Econ. Geol.*, 1981, v. 76, p. 844—873.

И. С. УСЕНКО, И. Б. ЩЕРБАКОВ, Р. Я. БЕЛЕВЦЕВ,
Р. И. СИРОШТАН, Б. Г. ЯКОВЛЕВ, К. Е. ЕСИПЧУК,
Г. Л. КРАВЧЕНКО, Т. Г. ЩЕРБАКОВА

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Формирование структуры Украинского щита связано главным образом с двумя тектонометаморфическими циклами — днестровско-бугским и криворожским, каждый из которых объединяет процессы метаморфизма и последующего гранитообразования. Третий цикл — овручский незавершенный, относится к платформенному этапу развития щита и здесь не рассматривается. Продукты днестровско-бугского и криворожского циклов слагают два структурных этажа (слоя): гранулитовый и амфиболитогнейсовый, причем такая двухъярусная структура проявляется во всех шести блоках щита.

Нижний, днестровско-бугский этаж — фундамент Украинского щита, объединяет архейские формации с радионуклидным возрастом 3700—2600 млн. лет. Возможно, он состоит из двух структурных подразделений, отвечающих эпиархейской и эоархейской платформам. По мнению Н. П. Щербака, В. Б. Соллогуба и И. С. Усенко, этот период охватывает три этапа — лунный, нуклеарный и раннегеосинклиальный.

Днестровско-бугским тектонометаморфическим циклом завершается раннегеосинклиальный (прогеосинклиальный) этап развития щита. К этому времени относится метаморфизм днестровско-бугской, акульской, западно-приазовской и росипско-тикичской архейских суперкрупных серий. Все они, кроме последней, сложены породами гранулитовой или амфиболитовой фации с признаками диафорического развития по породам гранулитовой фации. В гранулитовой фации метаморфизованы древнейшие породы Украинского щита и Земли с возрастом 3600—3700 млн. лет, установленные на Новопавловском участке в пределах Орехово-Павлоградской зоны.

Метаморфизм нижнего структурного этажа — монофациальный алданского типа с зональностью, обусловленной уровнем эрозионного среза.

Максимум метаморфизма Украинского щита, приуроченный, вероятно, к его древнейшему основанию, установлен в породах днестровско-бугской серии на Среднем Побужье. Несмотря на древний возраст, эта серия достаточно дифференцирована. В ней представлены толеитовые metabазальты с прослоями метаморфизованных известняков, метаандезиты и их туфы и метапелиты. Максимум метаморфизма определяется наличием эклогитоподобных пород (гранат-двупироксеновых кристаллосланцев), орто и клинопироксенов двухфазного строения, инвертированного пиджонита и *PT*-параметрами ($T \sim 940-1000^\circ\text{C}$, $P \sim 800$ МПа). Для ранних ступеней метаморфизма характерен изохимический режим. Метаморфическая гидратация, обусловленная привнесом существенно водного флюида, протекала при $T \sim 900-940^\circ\text{C}$ и привела к стабилизации парагенезисов с гасингситом. Возникновение водного флюида связано с дегидратацией раннеархейской верхней мантии в результате глубинных деформаций, обусловивших также сильные механические напряжения в земной коре. На завершающих этапах формирования пород двупироксен-роговообманковой субфации устанавливаются несколько фаз деформации, причем каждая из них сопровождалась притоком водного флюида. В пределах *PT*-поля гранулитовой фации ($T \sim 800-870^\circ\text{C}$, $P \sim 500$ МПа) создавались условия для синдеформационного кристаллобластеза, в первую очередь средних и кислых членов серии. В итоге возникли гнейсоэндербиты с радиоизотопным возрастом более 3000 млн. лет.

Следующий этап преобразования пород днестровско-бугской серии связан с формированием второго структурного этажа за счет нижнего этажа гнейсоэндербитов. Он осуществлялся с большим разрывом во времени также в пределах поля гранулитовой фации ($T \sim 750-800^\circ\text{C}$). В результате возникли массивные эндербиты нижнепротерозойского бердичевского комплекса с возрастом около 2000 млн. лет, а с привнесом калия — чарнокиты и монзонит-чарнокиты.

В фундаменте широко развиты явления регрессивного метаморфизма на уровне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, сопровождающиеся гранитообразованием. Так, в пределах Росинско-Тикичского блока, на более высоком вертикальном уровне, в условиях нарастающего натриевого и калиевого метасоматоза при понижении температуры до 650°C происходило дальнейшее преобразование пород днестровско-бугской серии в плагиограниты, гранодиориты и нормальные граниты, а двупироксеновых кристаллосланцев — в амфиболиты и биотит-амфиболовые плагиогнейсы. Итак, в Росинско-Тикичском районе породы днестровско-бугской серии превращены в толщу пород росинско-тикичской серии с сопутствующими гранитоидами, в минералах которой местами сохранились реликтовые даты порядка 2700 млн. лет. О диафорическом способе образования росинско-тикичской серии свидетельствуют останцы гранулитовых толщ в группе Володарских магнитных аномалий. Метаморфические комплексы второго структурного этажа представлены толщей тетеревской серии на северной окраине блока и тикичской свиты — на восточной.

В породах западно-приазовской серии, также метаморфизованной в условиях гранулитовой фации, широко распространены реакционные структуры, которые проявляются в буро-зеленой и зеленой роговых обманках. В результате последовательного ряда реакций с образованием все менее глиноземистой роговой обманки первичные парагенезисы $\text{Pr} + \text{Pm} + \text{Pl}$ сохраняются в виде реликтов среди пород с парагенезисом $\text{Pr} + \text{Pm} + \text{Pl} + \text{Po} + \text{Kv}$. В конечном итоге породы с гранулитовыми парагенезисами преобразуются в амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты с последующей мигматизацией.

В Среднеприднепровском районе к днестровско-бугскому циклу относятся породы аульской свиты, заключенные в виде ксенолитов среди

древнейших гранитоидов днепропетровского комплекса. На первоначально гранулитовый метаморфизм свиты указывают реликты пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. Возраст аульской серии древнее 3100 млн. лет.

В Ингуло-Ингулецком районе реликтовые парагенезисы гранулитовой фации установлены в останцах metabазитов среди гранитоидов фундамента. Наконец, наличие гранулитового фундамента в Северо-Западном районе подтверждается выносом крупных ксенолитов пород гранулитовой фации гранитами рапакиви и интрузиями чарнокитов.

Криворожским тектонометаморфическим циклом завершается протогеосинклинальный (геосинклинальный) этап развития большинства блоков Украинского щита. Исключение составляет Среднеприднепровский блок, где уже в раннем архее возникает система непротяженных рифтовых впадин, выполненных вулканитами конско-верховцевской серии архейского возраста. К началу протерозоя Среднеприднепровский блок стабилизируется, и в формировании нижнепротерозойской геосинклинали участвует только его западная окраина, где отлагаются породы криворожской серии.

В результате криворожского тектонометаморфического цикла сформировались породы криворожской, ингуло-ингулецкой, тетеревакой, бугской и центрально-приазовской серий, а также клесовской и гуляйпольской свит. Набор метаморфических фаций здесь более полный, чем в нижнем структурном этаже, — от зеленосланцевой до низкой гранулитовой при значительном преобладании пород амфиболитовой фации и широком развитии анатектических гранитов. Метаморфизм зональный в отношении температуры, особенно в низкометаморфизованных сериях при постоянном давлении около 500 МПа. Максимум метаморфизма криворожского цикла, проявленный в Ингуло-Ингулецком районе, достигал 800°C при давлении 500 МПа. Метаморфизм этого цикла вполне отвечает ладожскому типу, характерные признаки которого особенно отчетливы в районе р. Тетерева. К особенностям минеральных парагенезисов, обусловленным метаморфизмом пониженного давления, здесь относятся: широкое развитие кордиерита и андалузита, эденитовой роговой обманки, куммингтонита в парагенезисе со сравнительно основным плагиоклазом, появление кордиерит-гранат-ортоклазовых пород в амфиболитовой фации, а также наличие интрузивных чарнокитов.

Нижнепротерозойские серии средней части щита (криворожская, ингуло-ингулецкая и бугская) последовательно сменяют друг друга с востока на запад без видимых несогласий. В этом направлении из разреза криворожской серии выпадают metabазиты, метаультрабазиты, железистые и карбонатные породы, так что в западной части Кировоградского блока (р-н горы Звенигородки) остается лишь верхняя терригенная часть разреза (чечелевская свита ингуло-ингулецкой серии). Такой же переход наблюдается от ингуло-ингулецкой к бугской серии в южной части блока через свиты неясной стратиграфической принадлежности — рсшаховскую и каменно-костоватскую.

Ингуло-Ингулецкий район в целом можно представить как геосинклинальную зону с единой метаморфической зональностью и общим возрастанием степени метаморфизма с востока на запад. Наблюдаются локальные метаморфические минимумы и максимумы, обусловленные термально-купольным характером метаморфизма в этом районе. Прогрессивный характер метаморфизма и локальная метаморфическая зональность особенно четко фиксируются в Криворожско-Кременчугском районе. Минимумы метаморфизма приурочены к синклинорным зонам Криворожско-Кременчугской полосы, а максимумы — к выступам фундамента. Проявления регрессивного метаморфизма в виде наложения амфиболитовой фации на гранулитовую («автодиафторез») известны лишь в восточной части района.

Для центральной части щита (Ингуло-Ингулецкий район) в стратиграфическом отношении важно положение в разрезе пород гранулитово-

вой фации. Вопреки представлениям о более древнем возрасте высоко-метаморфизованных толщ в результате детального геологического и метаморфического картирования на востоке Ингуло-Ингулецкого района выяснено, что гранулитовые породы представляют нижнепротерозойскую часть разреза, т. е. второй структурный этаж. Установлено, в частности, что ингуло-ингулецкая серия несогласно залегает на архейском кристаллическом фундаменте, сложенном гранитоидами днепровского комплекса с останцами пород конкско-верховцевской серии. Таким образом, в пределах щита фиксируется, по крайней мере, двухкратное проявление гранулитового метаморфизма.

Эволюция метаморфизма Украинского щита определяется не столько возрастом толщ, сколько динамикой развития литосферы. Неоднородность развития разных блоков щита проявилась уже в архее, когда на нижнеархейском фундаменте раннегеосинклинального этажа закладывались рифтогенные структуры Среднеприднепровского блока, относящиеся к геосинклинальному (протогеосинклинальному) этапу развития щита. Судя по радиоизотопным данным, и в других блоках формирование раннегеосинклинального (прогеосинклинального) фундамента заканчивалось одновременно. Геодинамическими условиями определялся и тип метаморфизма — ареальный или зональный. От протогеосинклинального этапа к протогеосинклинальному снижаются PT -параметры максимума метаморфизма; он становится избарическим, пополняется набор метаморфических фаций. Для Украинского щита характерно отсутствие метаморфизма серии высоких давлений.

Набор метаморфических формаций существенно изменяется во времени. В нижнем (прогеосинклинальном) этаже преобладают вулканогенные образования, в верхнем — вулканогенно-терригенно-хемогенные. Состав вулканитов меняется от андезито- до дацитобазальтового, причем базальты становятся все более железистыми и калиевыми. Появление парапород уже в раннем архее (3700 млн. лет) свидетельствует о широком развитии процессов осадочной дифференциации на самых ранних стадиях развития Земли, о совмещении рифтинга и геосинклинального режима. Средний химический состав фундамента Украинского щита соответствует гранодиориту, что позволяет предполагать достаточно кислый средний состав первичной коры.

В. П. КИРИЛЮК

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЩИТОВ

На щитах древних платформ развиты преимущественно нижнедокембрийские образования, составляющие гранитно-метаморфический слой земной коры. Его распространение на территории щитов прерывается лишь на сравнительно ограниченных площадях, занятых зеленокаменными и вулканогенно-осадочными троговыми комплексами. В обнаженной части гранитно-метаморфического слоя устанавливаются крупные неоднородности, различающиеся PT -условиями формирования слагающих их метаморфических и изофациальных с ними гранитоидных образований, которые традиционно выделяются в качестве местных возрастных подразделений — комплексов или серий. Признак фациальной принадлежности и тесной связи метаморфических и гранитоидных пород был впервые использован академиком Ю. А. Кузнецовым для обособления и систематики геологических формаций [5]. Последующие работы многих советских исследователей — школы академика В. С. Соболева, Е. М. Лазько, А. А. Маракушева, Б. Я. Хоревой, Э. Б. Наливкиной, Ф. П. Митрофанова, К. А. Шуркина, И. С. Усенко и других — показали плодотвор-

Формации гранитно-метаморфических комплексов западной части Украинского щита

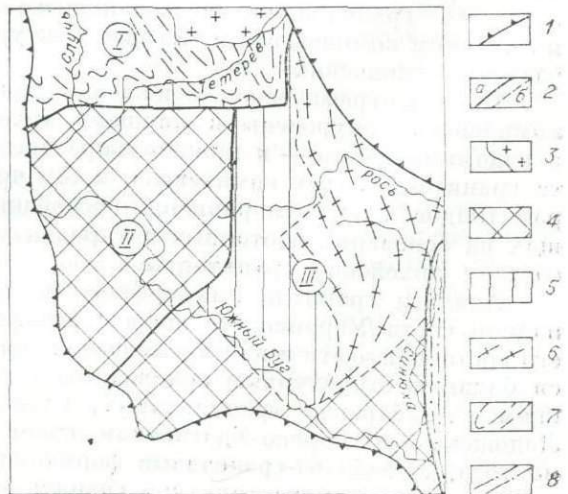
Формационный комплекс	Суперкрустальные и метаморфизованные формации	Гранитоидная формация (магматический комплекс)
Радомышльский гранитно-гнейссосланцевый (гранитно-полифацальный)	Метапелит-сланцевая (метааспидная), метасаммитокарбонатная (метаизвестняковая)	Гранитовая (кировоградско-житомирский)
Тикичский амфиболит-гранитовый	Гнейсово-кристаллосланцево-амфиболитовая	Мигматит-гранитовая (уманский), мигматит-плагитогранит-гранитовая и кристаллосланцево-диоритовая (звенигородский)
Собитовый гранулит-диафторит-гранитовый (гранитно-полиметаморфический)	Лейкогранулит-диафторитовая, диафторитовая гнейсово-кристаллосланцево-амфиболитовая (диафторитованная эндербитогнейсовая), кинцигит-диафторитовая	Диафторит-диорит-гранитовая, диафторит-диоритовая, диафторит-кинцигит-гранитовая
Побужский гранулитовый	Эвлизитовая, кондалитовая, мрамор-кальцифировая, высокоглиноземисто-кварцитовая, лейкогранулитовая, эндербитогнейсовая, кинцигитовая	Гнейсоалескитовая, эндербитовая (подольский), кинцигит-гранитовая

ность фацеального подхода к формационному расчленению щитов. В настоящее время выявлен различный формационный состав фацеально различающихся нижнедокембрийских метаморфических комплексов. Кроме того, для большинства гранитоидных формаций щитов установлена устойчивая связь лишь с определенными метаморфическими комплексами, а в некоторых случаях — только с отдельными суперкрустальными формациями. Это дает основание для выделения на щитах **гранитно-метаморфических формационных комплексов**, объединяющих парагенетически связанные суперкрустальные (или метаморфизованные) и гранитоидные формации.

На щитах Русской и Сибирской платформ выделяются четыре типа таких комплексов (табл. 1, 2), наиболее полно изученных в западной час-

Схема распространения гранитно-метаморфических формационных комплексов на территории западной части Украинского щита.

1 — контур обнаженной части щита; 2 — границы мегаблоков (а) и формационных комплексов внутри мегаблоков (б); 3 — Коростенский массив ралаквив-гранитной и габбро-лабрадоритовой формаций; 4—8 — формационные комплексы: 4 — побужский гранулитовый, 5 — собитовый гранулит-диафторит-гранитовый (гранитно-полиметаморфический), 6 — тикичский амфиболит-гранитовый, 7 — радомышльский и 8 — ингуло-ингулецкий гранитно-гнейссосланцевые (гранитно-полифацальные). Цифрами на схеме обозначены мегаблоки: I — Волынский гранитоидно-гнейссосланцевый, II — Подольский гранулитовый, III — Тикичский гранулит-амфиболитовый.



Гранитно-метаморфические формационные комплексы щитов Русской и Сибирской платформ

Формационные комплексы	Восточная часть Балтийского щита	Алдано-Становой щит	Анабарский щит
Гранулитовые	Кольская серия Кольского мегаблока, лапландский и колвицко-кандалакшский комплексы Беломорского мегаблока	Алданский комплекс Алданского мегаблока, зверевский комплекс Станового мегаблока	Анабарский, маганский, хапчанский комплексы (по А. Н. Вишневному)
Гранулит-диафторит-гранитовые (гранитно-полиметаморфические)	Беломорский комплекс, баренцево-морская серия и гранитоиды Мурманского блока	Гранулит-диафторитовый комплекс Станового мегаблока, майско-джаншинский и марагайский (по В. Н. Мошкину), додорский (по В. И. Шульдинеру) и др.	Верхнеламауйский комплекс, Биляхский и другие гранитоидные массивы (по А. Н. Вишневному)
Амфиболит-гранитовые	Гнейсогранитный комплекс инфраструктуры Карельского мегаблока	Становой комплекс, включая токсско-алгоминские, древне- и позднестановые гранитоиды	
Гранитно-гнейсосланцевый (гранитно-полифациальный)	Ладожская серия	Удоканская серия и гранитоиды кодарского комплекса	—

ти Украинского щита (см. рисунок). В составе каждого комплекса (см. табл. 1) установлено от трех до десяти конкретных формаций, достаточно полное описание большинства из них приведено в ряде работ [3, 6 и др.]. Формационные комплексы занимают различное положение в слоисто-блоковой структуре региона. Побужский гранулитовый комплекс полностью слагает Подольский гранулитовый мегаблок и нижний структурный ярус (инфраструктуру) Бугско-Росинского гранулит-амфиболитового мегаблока, супраструктура которого сложена тикичским амфиболит-гранитовым комплексом. Собитовый гранулит-диафторит-гранитовый комплекс, вероятно всего, слагает верхнюю часть инфраструктуры Бугско-Росинского мегаблока. Супраструктура южной части Волынского гранитоидно-гнейсосланцевого мегаблока образована радомышльским комплексом, а инфраструктура — собитовым и, возможно, частично тикичским.

В стратиграфическом отношении толщи побужского и собитового комплексов приурочены к нижнему архею, тикичского — к верхнему, а радомышльского — к нижнему протерозою [3]. Возраст большей части гранитоидов всех комплексов, в том числе чарнокитоидов и плагиогранитоидов, считается раннепротерозойским [1], хотя в архейских толщах на основании изотопных датировок установлены также сходные по составу архейские гранитоиды.

Аналоги гранитно-метаморфических формационных комплексов западной части Украинского щита с различной полнотой представлены в его восточной части и на других щитах (см. табл. 2). Они характеризуются близким структурным положением в сходных мегаблоках — Алданском и Анабарском гранулитовых, Становом гранулит-амфиболитовом, Ладожском и Чарско-Удоканском гранитоидно-гнейсосланцевых. Кроме того, амфиболит-гранитовые формационные комплексы широко распространены в инфраструктуре гранитно-зеленокаменных мегаблоков —

Карельского и Приднепровского, а гранитно-полиметаморфические — в Беломорском, Кольском и Приазовском гранулит-диафоритовых мегаблоках.

Особенности формационного состава гранитно-метаморфических комплексов в генетическом аспекте определяются тремя группами факторов: тектоническими условиями, условиями экзогенеза — накопления исходных осадочных и вулканогенных толщ и эндогенеза — метаморфизма и гранитообразования. Многие исследователи признают определяющую роль эндогенных факторов в становлении формационных различий всех комплексов. Однако, как показывает рассмотрение причинно-следственных отношений, для разных комплексов ведущими являются различные факторы.

Гранулитовые метаморфические комплексы и их диафоритованные аналоги установлены в качестве наиболее древних образований во всех типах мегаблоков щитов, что вместе со сходством их формационного состава свидетельствует об отсутствии на этапе формирования ясно выраженной тектонической дифференциации (зогей по В. И. Шульдинеру). Надежные признаки тектонической дифференциации не установлены и на стадии формирования исходных толщ амфиболит-гранитовых комплексов, которые в связи с этим также относятся к зогею, но формационно резко отличаются от гранулитовых. Следовательно, если считать определяющими те причины, которые вызывают возникновение формационных различий, то следует признать, что тектонический режим не влиял на формирование особенностей состава метаморфических толщ гранулитовых и амфиболит-гранитовых комплексов, а отчетливые формационные отличия объясняются сменой палеоклиматических и палеогеографических условий накопления исходных толщ. Исходя из особенностей состава и строения гранулитовых комплексов [2, 4], а также характера распределения изотерм в зогейской земной коре [7], мы предполагаем, что вулканогенно-осадочные толщи формировались в безгидросферных (T поверхности от $+500$ до $+150^{\circ}\text{C}$) субаэральных «афроподобных» условиях. Толщи амфиболит-гранитовых комплексов накапливались, вероятно, на стадии существования «термогидросферы» в диапазоне постепенно понижающейся температуры $+150 - +60^{\circ}\text{C}$. На этой стадии, очевидно, был невозможен круговорот воды и, следовательно, отсутствовала активная седиментация, что привело к формированию преимущественно вулканогенных толщ.

Стадия накопления позднеархейско-нижнепротерозойских (зеленокаменных) и нижнепротерозойских (метатерригенно-карбонатных) комплексов отличается ясно выраженной тектонической дифференциацией (протогей по Г. Штилле). Протогейские комплексы распространены только в определенных типах мегаблоков, различный тектонический режим которых определил в первом случае осадочно-вулканогенный характер толщ, а во втором — резко преобладающий литогенный тип разрезов при подчиненной роли вулканитов. При этом формирование нижних, вулканогенных частей зеленокаменных комплексов происходило, вероятно, еще на «термогидросферной» стадии, что обусловило отсутствие их осадочных верхнеархейских возрастных аналогов, в то время как верхние части и толщи метаморфогенно-карбонатных комплексов формировались уже в условиях круговорота воды.

Таким образом, ведущим фактором эволюции экзогенеза и изменения формационного состава исходных толщ гранитно-метаморфических комплексов можно считать общее остывание внешних оболочек Земли, определившее направленную смену условий литогенеза в глобальном масштабе и отличительные формационные признаки разновозрастных толщ.

В эволюции раннедокембрийского метаморфизма и гранитообразования различаются: а) направленные изменения условий петрогенезиса во времени, также связанные с остыванием верхних частей земной коры и последовательным вовлечением в область эндогенеза разновозрастных осадочно-вулканогенных толщ; б) изменения условий петрогенезиса в

пространстве, вызванные постоянным наличием в земной коре латеральных и вертикальных градиентов температуры и давления, обусловленных разными причинами.

Общее остывание определило смену монофациальных высокотемпературных эогейских комплексов зональными протогейскими. В свою очередь различия в степени метаморфизма и характере гранитообразования эогейских гранулитовых и амфиболит-гранитовых комплексов связаны с неодинаковым составом исходных толщ, что определило при близких «энергозатратах» резко отличный характер их эндогенеза: формирование ареальных сухих гранулитовых комплексов при ограниченной роли анатексиса и преобладающем метаморфогенном гранитообразовании и метаморфизм амфиболитовой фации амфиболит-гранитовых комплексов с широким развитием палингенно-анатектических гранитоидов и постанатектического метасоматоза. Особенности метаморфизма и гранитообразования протогнейсовых комплексов обусловлены в основном характером вертикальных блоковых перемещений и связанной с ним термической эволюцией инфраструктуры мегаблоков, а также влиянием их исходного состава.

Из сказанного следует, что разнообразие гранитоидных формаций щитов может объясняться не их разновозрастностью, а разными условиями гранитообразования в различных структурных этажах мегаблоков и влиянием состава замещенных метаморфических толщ. О возрастной близости основной массы гранитоидов щитов свидетельствует совпадение большинства изотопных датировок пород из различных формационных комплексов в интервале 1800—2000 млн. лет, отмечающих собой начало общей кратонизации щитов. Структурно-метаморфические взаимоотношения также показывают, что геологическая история щитов не сводится к сумме тектономагматических циклов и соответствующих им гранитно-метаморфических комплексов, а представляет собой результат последовательного накопления исходных толщ и их длительного совместного эндогенного преобразования в разных мегаблоках и на разных структурных уровнях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дзброхотов М. Н., Берзенин Б. З., Бойко В. Л. и др. Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита.— Геол. журн., 1981, т. 41, № 4, с. 6—13.
2. Кирилюк В. П. Об особенностях седиментации метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры.— Геол. журн., 1971, т. 31, № 6, с. 42—54.
3. Кирилюк В. П. Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Статья 1. Стратиграфические комплексы и формации раннего архея.— Геол. журн., 1982, т. 42, № 3, с. 88—103.
4. Кирилюк В. П., Щербак А. А. Некоторые закономерности состава и структуры побужской мрамор-кальцифировой формации (Украинский щит).— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 171—172.
5. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.
6. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации)/Лазыко Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М.— Львов: Вища школа, 1975.— 239 с.
7. Шульдинер В. И. Метаморфизм и геотерма эогея.— В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 123—143.

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА
МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД
В ГРАНУЛИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА**

Раннедокембрийские ультрамафиты развиты в виде разобщенных мелких тел среди высокометаморфизованных базитов или продуктов их метаморфической переработки. Основные — ультраосновные породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, служат пока единственным достоверным звеном, связывающим формирование древнейшей континентальной коры с процессами эволюции раннеархейской верхней мантии. Химический и минеральный состав ультрамафитов в этих комплексах до настоящего времени представляет основу для изучения петрогенетических механизмов расслоения раннеархейской верхней мантии. Между тем в последние годы появляется все больше данных о том, что продукты базит-гипербазитового магматизма в архейской гранулитовой фации претерпевали значительные изменения химического и минерального состава [2].

В останках высокометаморфизованных пород Украинского щита с ультрамафитами ассоциируют две гетерогенные серии пород: мафит-эндербитовая (А) — ареального распространения и мафит-ультрамафит-железистая (Б), приуроченная к древнейшим (дометаморфическим) линейным структурам (рис. 1). В составе серии А преобладают двупироксен- и гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты ($Rp_{32-87} \pm Mp_{22-87} + Rog_{27-79} + Pl_{48-85} \pm Mt \pm Il$), эндербиты и эндербитовые плагиогнейсы: $Pl_{46-60}(74 - 95\%) + Rp_{38-73}(25 - 5\%) \pm Mp_{28-46}(0-7\%) \pm Mt(1 - 6\%) \pm Il(1 - 4\%)$; $Pl_{32-40}(37 - 52\%) + Rp_{35-50}(5-14\%) + Kв(48 - 32\%) \pm Bп_{30-45}(1 - 6\%)$; $Kв(57 - 85\%) + Pl_{30-44}$

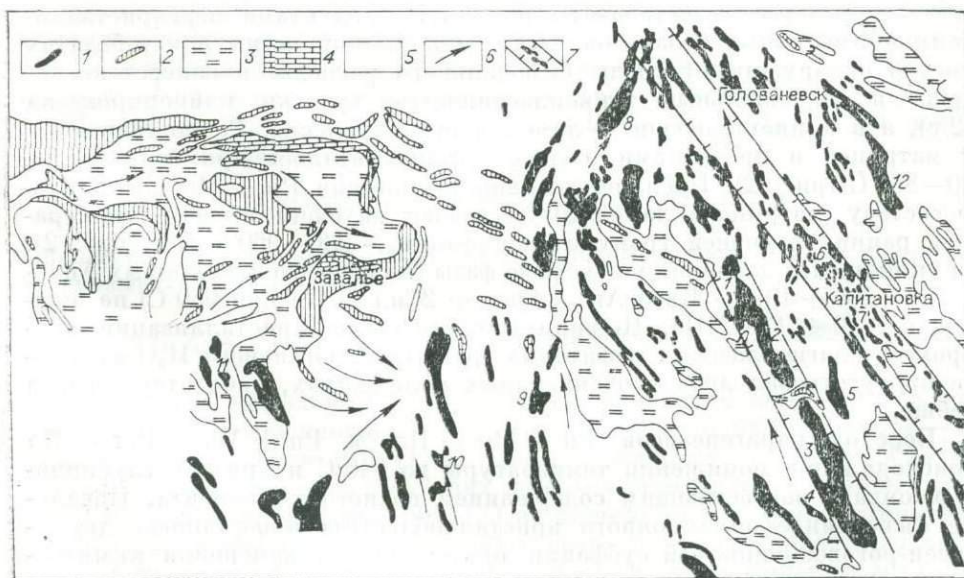


Рис. 1. Схема геологического распространения пород серий А и Б в Украинском щите (Среднее Побужье).

1 — породы серии Б; 2 — породы серии А; 3 — комплексы мафитовых и эндербитовых образований; 4 — карбонатные породы; 5 — гранитные мигматиты; 6 — направление текстурной ориентировки пород; 7 — границы региональных аномалий. Цифрами на схеме обозначены участки бурения, изучавшиеся авторами (1 — Молдовский, 2 — Демоярский, 3 — Тарноватский, 4 — Секретарский, 5 — Деренюхинский, 6 — Липовеньковский, 7 — Капитановский, 8 — Грушковский, 9 — Спасаревский, 10 — Полянецкий, 11 — Савранский, 12 — Новоселицкий).

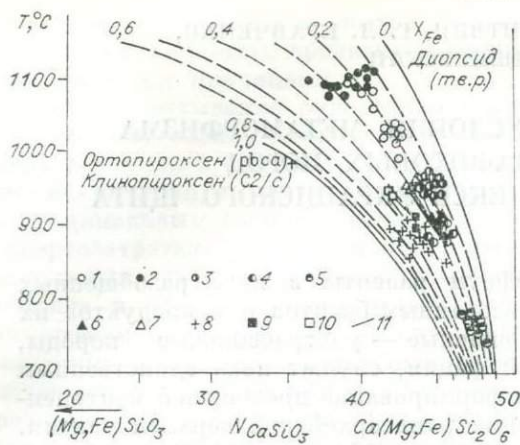


Рис. 2. Распределение компонента CaSiO_2 между орто- и клинопироксеном метаморфических пород Украинского щита.

1 — ультрамафиты; 2 — краевые габбро различных расчлененных интрузий; 3 — двупироксен-плаггиоклазовые мафитовые гранулиты серий А и Б; 4 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты серии Б; 5 — крупнозернистые сегрегации Рп + Мп в ультрамафитах серии Б; 6 — состав матрицы распавшегося Мп в равновесии с ламеллями Рп (серия Б); 7 — рассчитанный состав Мп ранней генерации (серия Б); 8 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты серии А; 9 — состав матрицы Мп в равновесии с ламеллями Рп (серия А); 10 — рассчитанный состав Мп ранней генерации (серия А); 11 — линии, соединяющие составы Мп ранней и поздней генераций.

(26 — 8%) + Рп(14 — 1%) ± Рог ± Би *. В перечисленных породах может присутствовать гранат. Важно подчеркнуть, что во всех древних щитах эти комплексы пород характеризуются сложнополосчатым строением: наблюдается чередование полос мафитового и эндербитового состава, периодичность которого изменяется от микро- до макромасштабов, нередко достигая нескольких десятков метров. Наиболее ранние парагенезисы гранулитового комплекса сохранились в реликтах двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых гранулитов ($\text{Рп}_{40-86} \pm \text{Мп}_{31-78} + \text{Пл}_{70-87} \pm \text{Ил}$), которые отличаются от более поздних двупироксен-магнетитовых мафитовых гранулитов повышенным индексом фемичности ($Fm = 53 - 62\%$) и, соответственно, специфическим химическим составом (в мас. %): $\text{SiO}_2 - 46,8-47,5$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 8,0-10,2$; $(\text{FeO} + \text{MgO}) - 24,2-28,0$; $\text{CaO} - 10,0-12,0$; $\text{Na}_2\text{O} - 0,8-1,4$; $\text{K}_2\text{O} - 0,0$. Отсутствие зональности в минералах, следов последующего кристаллобластеза и постоянство химического состава позволяют предположить, что по химизму они отвечают раннеархейским базальтоидам. Отсюда следует, что на ранних стадиях гранулитовой фации метаморфизм протекал в изохимическом режиме, а метабазиты являются продуктами перекристаллизации примитивных базальтов. Орто- и клинопироксены в метабазитах нередко обнаруживают следы бимодального распада: в гиперстене содержатся параллельные тонкопластинчатые вроски клинопироксена (С2/с), а в клинопироксене — ламелли ортопироксена. Равновесие между матрицей и продуктами распада устанавливалось при температуре $840-880^\circ\text{C}$ (рис. 2). Прежние условия равновесия Рп + Мп по валовому составу (матрица + ламелли) указывают на очень высокие температуры ранних ступеней гранулитовой фации — $930-960^\circ\text{C}$ (см. рис. 2). Верхний предел давления на твердые фазы (по пересечению кривых $\text{An} + \text{Эн} = \text{Ди} + \text{Шп} + \text{Кв}$ и $\text{An} = \text{Грос} + 2\text{Сил} + \text{Кв}$ при 950°C) не превышал 1050 ± 135 МПа. По-видимому, во время кристаллизации двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых гранулитов компонент H_2O во флюиде присутствовал либо в очень малых количествах, либо отсутствовал вообще.

Переход парагенезисов Рп ± Мп + Пл в Рп ± Мп + Рог + Пл происходил при понижении температуры до 840°C и притоке глубинного флюида с возрастающим содержанием водного компонента. Начальные фазы синдеформационного кристаллобластеза в обстановке двупироксен-роговообманковой субфации протекали без изменения химического состава метабазитов, на что указывает чермакитовый состав роговых обманок в равновесии с орто-клинопироксеном и однородными зер-

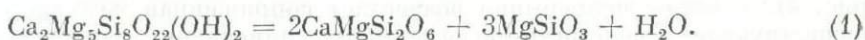
* Символы минералов: Грос — гроссуляр, Ол — оливин, Рп — ортопироксен, Эн — энстатит, Мп — клинопироксен, Ди — диопсид, Шп — шпинель, Рог — роговая обманка, Тр — тремолит, Сил — силлиманит, Би — биотит, Ан — анортит, Пл — плаггиоклаз, Кв — кварц, Мт — магнетит, Ил — ильменит, Фо — форстерит.



Рис. 3. Гетерогенное зерно клинопироксена из дупироксен-роговообманкового мафитового гранулиты. Ядро, состоящее из матрицы Мп и ламеллей Рп (бимодальный распад), окружено каймой гомогенного клинопироксена, равновесного с гастингситовой роговой обманкой. Без анализатора. $\times 32$.

нами плагиоклаза (№ 70—87). Последующие полициклические глубинные деформации обуславливали приток водного флюида, насыщенного натрием, а также кристаллобластез, вызывавший замещение чермакитовых роговых обманок гастингситовыми (более ранние кальциевые глиноземистые амфиболы изредка сохраняются в виде реликтов) и деанортитизацию периферических участков зерен плагиоклаза [3]. Пироксены ранних генераций (в равновесии Рп + Мп + Пл) претерпевают перекристаллизацию: вместо распавшихся двухфазных минералов возникают гомогенные. Встречаются зональные зерна орто- и клинопироксена, в которых ядро представлено продуктами бимодального распада пироксена, а периферические каймы — гомогенной фазой (состав ее идентичен матрице, содержащей ламелли распада) (рис. 3) [2].

Параметры равновесия $\text{Рог} + \text{Кв} = \text{Рп} + \text{Мп} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O}$ можно описать с помощью простой реакции [1]:



Равновесная фугитивность H_2O , PT -параметры и состав фаз в реакции (1) связываются уравнением

$$\ln f_{\text{H}_2\text{O}} = - \frac{11233 - 2,754(P - 1)}{T} - 16,940 - \ln \frac{(a_{\text{Ди}})^2 \cdot (a_{\text{Эн}})^3}{a_{\text{Тр}}}. \quad (2)$$

Методы расчета «идеальной» активности тремолитового компонента в роговой обманке, диопсидового — в клинопироксене и энстатитового — в ортопироксене приводятся в [1, 4]. Коэффициенты активности γ_i в зависимости от состава сосуществующих фаз рассчитывались по данным работы [5]. Парциальное давление H_2O во флюиде при формировании дупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов изменялось (во времени) от 80 до 200 МПа [2]. В сильно эндербитизированных мафитовых гранулитах $P_{\text{H}_2\text{O}}$ вновь понижается до 68—75 МПа, что связывается с поглощением воды в процессе селективного плавления метабазитов, когда возникают анортозитовые, диоритовые и плагиогранитные эндербиты. Последующие фазы деформаций (в стабильном поле PT -параметров) сопровождалась притоком новых порций водного флюида. Более ранние эндербитовые мигматиты превращались в эндербитовые плагиогнейсы,

которые на фоне привноса натрия и воды вновь переплавлялись. Многократное повторение этих процессов в PT -поле архейской гранулитовой фации приводило к смещению валового состава базитовых толщ от «базальтоидного» к «андезитовому». Понижение температуры плавления плагиоклазов из мафитовых гранулитов происходило до $P_{H_2O} = 160$ МПа ($T = 840-900^\circ\text{C}$). Снижение PT -параметров и ограниченный привнос калия обуславливали переход эндербитовых плагиогнейсов в биотитовые («тоналитовые») гнейсы раннего докембрия. Вероятно, такой петрогенетический механизм играл важную роль в формировании древнейшей сиалической коры и так называемых «серых гнейсов». Ультраосновные породы при этом превращались в бесплагиоклазовые пироксеновые амфиболиты (оливиновые, шпинелевые и др.).

Мафит-ультрамафитовые образования серии Б приурочены к древнейшим (дометаморфическим) линеаментам. По гравиметрическим данным, цепочкообразные скопления массивов мафит-ультрамафитовых пород имеют крутое, почти вертикальное падение и простираются на большую глубину. Зоны локализации сближенных массивов вытянуты в субмеридиональном направлении и прослеживаются на расстояние от 100 (Приазовский район) до 600 км (Днестровско-Бугский район) (см. рис. 1). Отношение объема ультрамафитовых пород к мафитовым 0,1—0,04, а с учетом площади развития переработанных амфиболитов и мафитовых гранулитов — в среднем до 0,025 (для Побужья). Мафит-ультрамафитовые породы серий А и Б простираются резко несогласно (см. рис. 1). Мощность ультрамафитовых обособлений изменяется от 5 до 200 м. Между основными и ультраосновными породами развиты зоны постепенных переходов. Реликтовые магматические гипербазиты сохраняются только в осевых частях зон (рис. 4). Минеральный и химический составы пород промежуточного ряда определяются петрографическим типом гипербазитового обособления и глубиной его петрохимических отличий от вмещающего метабазита. Так, в сравнении с перидотитом, зоны перехода между дунитом и метабазитом значительно мощнее. Зональность относительно реликтового магматического ультрамафита всегда симметрична. Для форстеритовых гипербазитов характерны следующие зоны: реликтовый гипербазит — дунит или перидотит — \rightarrow Шп + Ол + Рп \pm \pm Мп + Рог (1) — \rightarrow Ол + Рп \pm Мп + Рог (2) — \rightarrow Рп \pm Мп + Рог (3) — \rightarrow — \rightarrow Рп + Мп + Рог \pm Пл (4) — \rightarrow Рп \pm Мп + Рог + Пл (вмещающий метабазит). В пределах зон 1—3 в направлении зоны 4 закономерно возрастает содержание чермакитовой роговой обманки и, соответственно, изменяются количественные соотношения других минералов (см. рис. 4), а также непрерывно возрастает сопряженная железистость существующих железисто-магнезиальных минералов, изученных методом РСМА (рентгеноспектральный микроанализ). Породы промежуточного состава в соответствии с их петрографическими характеристиками можно называть ультрамафитовыми амфиболитами. Оливиновые и иные магматические пироксениты отделены от метабазитов зонами другого состава: пироксенит — \rightarrow Ол + Шп + Мп \pm Рп или Ол + Шп + Рп + Мп + Рог — \rightarrow Ол + Рп + Мп + Рог, или Рп + Мп + Рог \pm Ол — \rightarrow Мп + Рог \pm Рп, или Рог \pm Мп \pm Рп — \rightarrow Мп + Пл, или Рог \pm Рп \pm \pm Мп + Пл — \rightarrow Рп \pm Мп + Рог + Пл (вмещающий метабазит).

Исследования методом РСМА показали, что равновесные составы орто- и клинопироксена в ультрамафитовых амфиболитах отражают (в зависимости от числа фаз синдеформационного кристаллообразования) условия перекристаллизации на различных ступенях понижения температуры гранулитового комплекса (см. рис. 2). Самые низкотемпературные парагенезисы Рп + Мп ($T = 730-770^\circ\text{C}$) образуют в полосчатых ультрамафитовых породах гнезда, прожилки и порфиробласты. По изменению равновесных составов Рп + Мп различаются группы пироксеновых пар, перекристаллизованных в обстановке двупироксен-плагиоклазовой ($920-960^\circ\text{C}$) и двупироксен-роговообманковой ($850-880^\circ\text{C}$) субфаций.

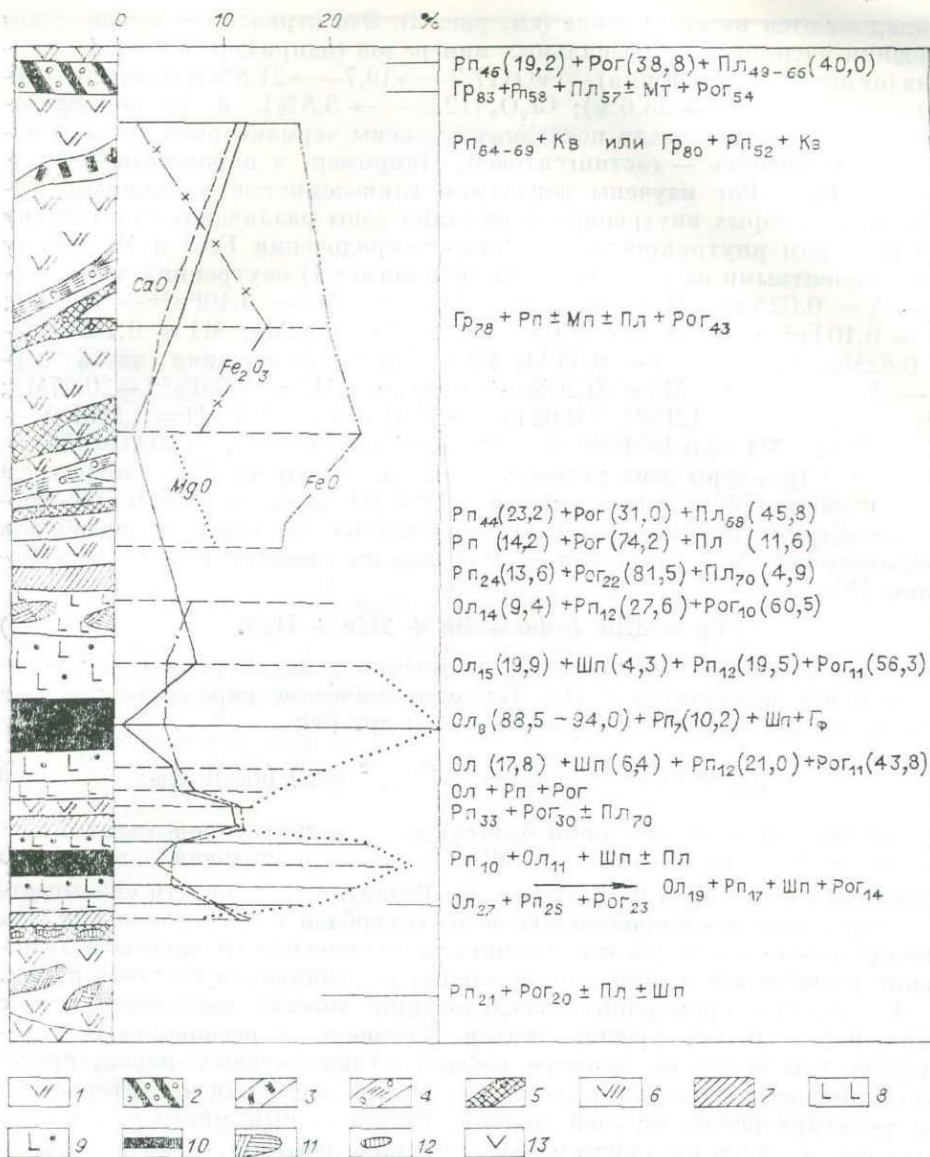


Рис. 4. Соотношение минеральных парагенезисов и химического состава шпинелевых перидотитов, пироксенитов, мафитовых гранулитов и железистых пород (Среднее Побужье, Полянецкий участок, скв. 15036).

1 — гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты; 2 — гранат-гиперстен-роговообманковые ферромафитовые гранулиты; 3 — эндербиты и эндербитовые плагиогнейсы диоритового состава с обособлениями феррогиперстеновых и гранат-феррогиперстеновых эвлизитов; 4 — гранат-биотитовые породы; 5 — гранат-двупироксеновые эвлизиты с Пл и РоГ; 6 — гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты с низким содержанием Пл; 7 — ультрамафитовые пироксеновые амфиболиты; 8 — оливиновые амфиболиты; 9 — шпинель-оливиновые амфиболиты; 10 — перидотиты; 11 — пироксениты; 12 — высокожелезистые амфиболиты; 13 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты. Железистость минералов и состав плагиоклаза определены методом рентгеноспектрального микроанализа.

В реликтовых гипербазитах осевых участков зон встречаются сосуществующие орто- и клинопироксены, составы которых отражают температурный интервал магматических процессов (980—1090°C) (см. рис. 2). В гетерогранобластных агрегатах некогда высокотемпературных клинопироксенов иногда удается различить продукты бимодального распада — пластинчатые включения ортопироксена (рвса) в матрице клинопироксена и, соответственно, клинопироксена в ортопироксене.

Зональность ультрамафитовых тел обусловлена многостадийными процессами перекристаллизации, когда внешние зоны последовательно

накладываются на внутренние (см. рис. 2). Это отражается в зональном строении железисто-магнезиальных минералов (например, в зоне 1): оливина (от центра к периферии) — FeO (17,7 → 19,7 → 21,8%); шпинели (также) — FeO (19,6 → 33,6%); Cr₂O₃ (12,8 → 5,8%), а также амфиболов [3]; внутренние части последних сложены чермакитовой роговой обманкой, а внешние — гастингситовой. Например, в парагенезисе Ол + Мп + Рп + Рог изучены зональные глиноземистые кальциевые амфиболы, в которых внутренняя и внешняя зоны различаются по составу и параметрам внутрикристаллического упорядочения Fe²⁺ и Mg между неэквивалентными октаэдрическими позициями: 1) внутренняя часть зерна — A = 0,02Na; M4 = 0,12Na + 0,88Ca; M3 = 0,40Fe²⁺ + 0,60Mg; M2 = 0,10Fe²⁺ + 0,07Fe³⁺ + 0,04Ti + 0,27Al + 0,52Mg; M1 = 0,18Fe²⁺ + 0,82Mg; T1 = 0,56Si + 0,44Al; T2 = 1,00Si; 2) внешняя часть зерна — A = 0,20Na; M4 = 0,20Na + 0,80Ca; M3 = 0,33Fe²⁺ + 0,67Mg; M2 = 0,085Fe²⁺ + 0,12Fe³⁺ + 0,02Ti + 0,18Al + 0,595Mg; M1 = 0,185Fe²⁺ + 0,595Mg; M1 = 0,185Fe²⁺ + 0,815Mg; T1 = 0,60Si + 0,40Al; T2 = 1,00Si. Структуры этих роговых обманок уточнены по измерениям на монокристалльном дифрактометре ДАР УМБ методом УМК по программе «Структура». Равновесие глиноземистых кальциевых амфиболов в парагенезисе Ол + Рп + Мп + Рог можно описать с помощью реакции [1]:



Метод расчета подобных реакций для оценки условий равновесия роговых обманок приводится в [1]. Термодинамические параметры реакции (1) рассчитаны по данным Г. Хелгесона и др. [5]:

$$\ln f_{\text{H}_2\text{O}} = 19,145 - \frac{13505}{T} - \ln [(a_{\text{Ди}})^2 \cdot (a_{\text{Эн}}) \cdot (a_{\text{Фо}})] / a_{\text{Тр}}. \quad (4)$$

Наложение зон (в направлении базита) друг на друга происходит с возрастанием $P_{\text{H}_2\text{O}}$ на 30—40 (± 5) МПа, а также в условиях локальной подвижности Na, Mg и Ca (см. рис. 4). Развитие зональности связывается с первичной неоднородностью базит-гипербазитовых комплексов. На границе базита и гипербазита возникали химические градиенты и химические реакции протекали в направлении выравнивания составов пород.

Результаты проведенных исследований хорошо сопоставляются с данными для других древних щитов. Древнейший региональный метаморфизм, как видно на примере мафит-ультрамафитовых пород, протекал с привнесом вещества, выделившегося при дегазации и дифференциации раннеархейской верхней мантии. Региональный метаморфизм, по-видимому, являлся важнейшим геологическим событием, сыгравшим важную роль в формировании ранней сиалической коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлев Б. Г., Литвин А. Л. Структурные особенности кальциевых амфиболов — индикаторы глубинного петрогенезиса. — Мин. журн., 1984, № 3, с. 36—48.
2. Яковлев Б. Г., Степченко С. Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. — Киев: Наукова думка, 1985. — 224 с.
3. Яковлев Б. Г., Литвин А. Л., Шаркин О. П. Гетерогенность изоморфизма роговых обманок как отражение геохимической эволюции раннеархейского метаморфизма. — Мин. журн., 1984, № 5, с. 3—16.
4. Яковлев Б. Г., Шаркин О. П., Никулина Э. А., Вишневецкий А. А. Субликвидусный пиконит из раннеархейских пироксенитов. — Мин. журн., 1984, № 6, с. 53—61.
5. Helgeson H. C., Delany J. M., Nesbitt H. W., Bird D. K. Summary and critique thermodynamic properties of forming minerals. — Amer. J. Sci., 1978, v. 278 A, p. 229—236.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Г. В. Поляков, А. Ф. Белоусов, В. Н. Довгаль, Э. П. Изох, А. П. Кривенко.</i> Современ- ные проблемы формационного анализа в магматической геоло- гии	4
<i>А. А. Маракушев.</i> Общая система минеральных фаций метаморфических и маг- матических пород	8
<i>О. А. Богатилов, В. И. Коваленко, А. А. Цветков, И. Д. Рябчиков.</i> Эволюция магматизма активных континентальных окраин	12
<i>В. Н. Москалева, В. Н. Мошкин, Е. Е. Порошин, Е. К. Станкевич.</i> Парагенезы магматических формаций — индикаторы глубинных процессов	16
<i>Ю. И. Дмитриев, Е. Е. Лазько, А. А. Цветков, Е. В. Шарков.</i> Эволюция океан- ского магматизма в истории Земли	20
<i>А. М. Борсук, С. В. Чесноков, И. С. Красивская, Е. Е. Лазько.</i> Эволюция маг- матических формаций геосинклинально-складчатых областей	23
<i>Р. М. Яшина, В. А. Павлов, В. А. Кононова, Е. Д. Андреева.</i> Магматизм акти- визации континентальных консолидированных областей	27
<i>Л. Н. Овчинников, А. А. Кременецкий, В. С. Попов.</i> Протогора континентов — состав и возможные пути формирования	31
<i>Н. П. Михайлов, Л. Н. Шарпенко.</i> Тафrogenез и тафrogenные магматические формации в тектономагматическом развитии геосинклинально-склад- чатых систем	34
<i>М. Б. Бородаевская, А. Г. Волчков, Д. И. Горжеский, Е. П. Ширай.</i> Эволюция магматических формаций эвгеосинклиналей и связанного с ними оруде- нения	38
<i>Э. П. Изох.</i> Общие закономерности эволюции гранитоидного магматизма	43
<i>В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева.</i> Формационный анализ и крупномасштабное геологическое картирование	47
<i>Т. В. Джанелидзе, В. Л. Масайтис, Н. А. Румянцева, В. В. Волков.</i> Палео- вулканологические карты СССР м-ба 1 : 5 000 000	50
<i>С. П. Жориковский.</i> РТ-тренды и эволюция зонально-метаморфических комплек- сов на прогрессивном и ретроградном этапах	55
<i>В. А. Глебовицкий.</i> Тектонический режим метаморфизма и эволюция геотерми- ческого состояния литосферы	59
<i>А. А. Предковский.</i> К проблеме формационного анализа метаморфических комп- лексов докембрия	63
<i>Г. А. Кейльман, К. К. Золоев.</i> Метаморфические формации как индикаторы эволюции геодинамического режима	66
<i>В. С. Шкодзинский.</i> Генезис магматических формаций в свете декомпрессионно- диссипативной модели магнообразования	70
<i>Д. С. Штейнберг.</i> Глобальные закономерности связей тектоники и магматизма	74
<i>Ф. А. Летников.</i> Флюидный режим литосферы и проблемы петрогенезиса	78
<i>А. Ф. Белоусов.</i> Эволюция состава вулканических формаций	81
<i>Ф. П. Митрофанов.</i> Сопоставление гранитоидных формаций прото- и неогей на уровне петрохимических серий	85
<i>Л. С. Бородин.</i> Глобальный известково-щелочной тренд эволюции магматиче- ских и метаморфических формаций	89
<i>В. В. Велинский.</i> Эволюция состава альпинитиных гипербазитов в истории земной коры	92
<i>В. П. Костюк, Т. Ю. Базарова, Л. И. Панина.</i> Эволюция щелочных расплавов при кристаллизации	96
<i>К. Б. Кежежинская, В. В. Кежежинская.</i> Формационный анализ зеленокамен- ных и офиолитовых поясов и эволюция состава палеоокеанической коры	100
<i>Н. Л. Добрецов, К. Б. Кежежинская.</i> Метаморфические формации и некоторые аспекты метаморфогенного рудообразования	104
<i>Г. Д. Феоктистов.</i> Закономерности вариации исходного состава толентовых расплавов на платформах	108
<i>П. В. Ермолов.</i> Рестиговые парагенезисы гранитоидов и эволюция земной коры	112
<i>К. Т. Буданова.</i> Возрастная эволюция метаморфических формаций и эндоген- ных режимов на примере Памира и Южного Тянь-Шаня	115

<i>В. И. Кицул, А. П. Смелов, В. И. Березкин, Л. М. Богомолова, В. Л. Дук.</i> Термодинамические режимы метаморфизма в эволюции раннедокембрийской земной коры Алданского щита	120
<i>В. И. Шульдинер, И. В. Панченко.</i> Эволюция эндогенных режимов раннедокембрийских высокотемпературных комплексов Станового хребта	125
<i>В. И. Довгаль.</i> Эволюция магматизма повышенной щелочности складчатых областей на примере Алтае-Саянского региона	129
<i>А. Д. Шеглов, С. А. Щека, В. Г. Сажно.</i> Вулканические пояса востока Азии	132
<i>Н. А. Шило, Р. Б. Умитбаев, В. И. Гончаров, Е. Ф. Дылевский, О. Н. Иванов, Б. А. Кулешов, П. П. Лычагин, А. П. Соболев, В. С. Иванов, Г. Б. Левашев, В. Г. Сажно, В. А. Хомич, В. И. Сухов, Г. В. Ручкин, В. Н. Воеводин, А. Б. Игнатьев.</i> Геодинамика, магматическая и металлогеническая зональность северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП)	136
<i>А. А. Абдулин, К. А. Абдрахманов, М. А. Касымов.</i> Эволюция метаморфических и магматических формаций в истории палеозойд Казахстана	140
<i>С. М. Бабаходжаев, М. Б. Акрамов.</i> Плутонические формации Таджикистана и их рудоносность	144
<i>А. А. Кустарникова, И. Х. Хамрабаев.</i> Главнейшие тенденции в эволюции магматизма Средней Азии	148
<i>Р. Б. Баратов, В. С. Лутков.</i> Петрохимические модели литосферы складчатых областей Памира и Южного Тянь-Шаня	151
<i>Г. Ф. Ляпичев, А. Н. Нурлыбаев.</i> Ряды магматических формаций и эволюция земной коры казахстанских палеозойд	155
<i>Г. А. Твалчрелидзе.</i> Эволюция магматизма центральной части Средиземноморского альпийского пояса	160
<i>А. М. Дымкин, Г. Б. Ферштатер.</i> Магматические системы Урала как основа его структурного районирования	164
<i>В. И. Коваленко, Н. С. Зайцев, В. В. Ярмолюк, А. Л. Яншин.</i> Эволюция магматизма и металлогении Монголии	168
<i>Г. Я. Абрамович.</i> Эволюция магматизма континентальных областей (на примере юга Восточной Сибири)	172
<i>Е. М. Лазько, А. М. Лысак, В. П. Кирилюк, В. Д. Колий, В. И. Лашманов, К. И. Свешников, А. А. Сиворонов, А. Г. Смоголюк, Г. М. Яценко.</i> Формационные комплексы нижнего докембрия Украинского щита (состав, последовательность и режимы формирования)	176
<i>В. В. Золотухин, Ю. Р. Васильев.</i> Проблемы платформенного магматизма (на примере Сибирской платформы)	180
<i>О. М. Глазунов, М. А. Горнова.</i> Типизация гипербазитов	184
<i>В. Т. Покалов.</i> Молибденоносные магматические формации и их эволюция	187
<i>И. С. Усенко, И. Б. Щербаков, Р. Я. Белевцев, Р. И. Сироштан, Б. Г. Яковлев, К. Е. Есипчук, Г. Л. Кравченко, Т. Г. Щербакова.</i> Эволюция метаморфических комплексов Украинского щита	191
<i>В. П. Кирилюк.</i> Условия формирования гранитно-метаморфических формационных комплексов щитов	194
<i>Б. Г. Яковлев, А. Л. Литвин, Г. Л. Кравченко, А. А. Вишневский.</i> Физико-химические условия метаморфизма мафит-ультрамафитовых пород в гранулитовом комплексе Украинского щита	199

**МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы издательства *Г. И. Константинова, Е. И. Тимофеева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. И. Смирнов*
Технический редактор *Н. М. Бураченко*
Корректоры *К. И. Сергеева, Г. И. Шедкина*

ИБ № 30004

Сдано в набор 5.09.85. Подписано к печати 17.06.86. МН-01232. Формат 70 × 108^{1/8}. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,2. Усл. кр.-отт. 18,2. Уч.-изд. л. 20,5. Тираж 1550 экз. Заказ № 889. Цена 3 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам:

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97
370005 **Баку**, ул. Коммунистическая, 51
232600 **Вильнюс**, ул. Университето, 4
690088 **Владивосток**, Океанский проспект, 140
320093 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24
734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95
375002 **Ереван**, ул. Туманяна, 31
664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289
420043 **Казань**, ул. Достоевского, 53
252030 **Киев**, ул. Ленина, 42
252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 2
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4
277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148
343900 **Краматорск**, Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 **Красноярск**, проспект Мира, 84
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2
191104 **Ленинград**, Литейный проспект, 57
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2
196034 **Ленинград**, В/О, 9 линия, 16
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72
103009 **Москва**, ул. Горького, 19а
117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7
630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51
630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22
142284 **Протвино**, Московской обл., ул. Победы, 8
142292 **Пуцино**, Московской обл., МР, «В», 1
620161 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73
700070 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43
700185 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6
634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18
450059 **Уфа**, ул. Р. Зорге, 10
450025 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49
720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42
310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87

4619



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ