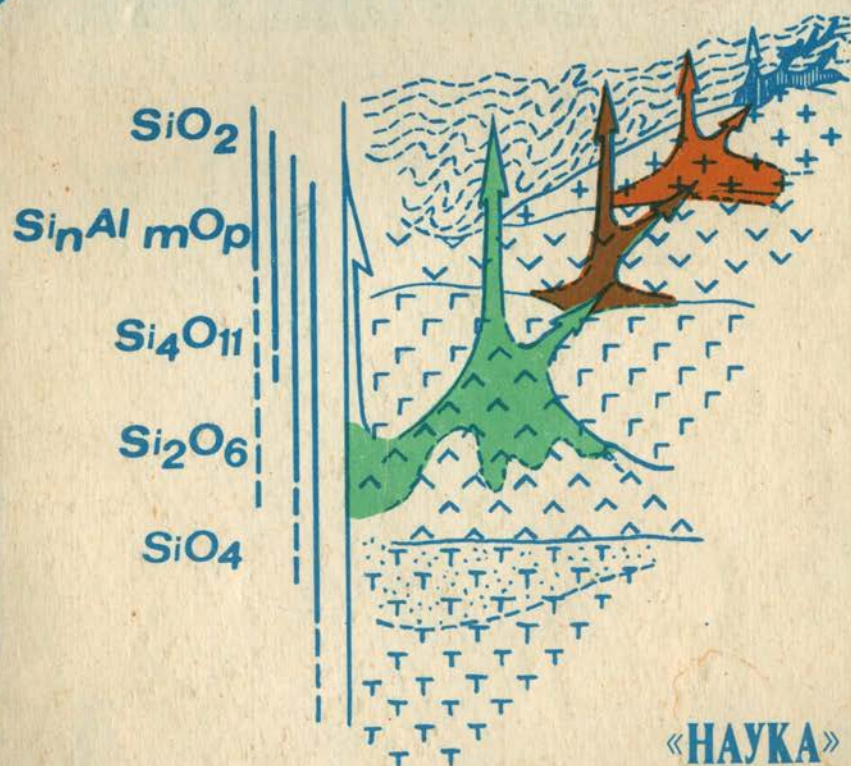


И. Б. НЕДУМОВ

Генезис гранитов и гранитогенная металлогения



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

И.Б. НЕДУМОВ

Генезис гранитов и гранитогенная металлогения

(системный подход)

Ответственный редактор
В.В. ЛЯХОВИЧ



МОСКВА "НАУКА" 1988

Генезис гранитов и гранитогенная металлогения (системный подход) / И.Б. Недумов. — М.: Наука, 1988. — 143 с. — ISBN 5-02-002652-2.

Гранитогенез — часть общего магматизма в необратимом саморазвитии геосистемы в иерархии циклических процессов — от геосферных мегациклов до циклов рудообразования. Граниты возникают в земной коре по двум трендам — "плагиоклазовому" и "калиевополевошпатовому", расходящимся в режиме интервала границ Мохоровичича и Конрада в различных вариантах "сквозного прорыва" и экранирования мантийных суббазальтоидов. Концентрация рудных элементов в иерархии циклов развития геосистемы определяется их изоморфными связями с петрогенными элементами магм, потенциальными химическими — с анионами летучих и термодинамическим режимом реализации этих связей.

Рассчитана на петрологов, тектонистов, рудников.

Табл. 1. Ил. 8. Библиогр: 297 назв.

Рецензенты: Е.Г. Проценко, К.Л. Волочкович

ОТ РЕДАКТОРА

Предлагаемая работа — продолжение многолетних целенаправленных исследований автора, отраженных в серии его публикаций и посвященных системному подходу в выяснении закономерных взаимосвязей в развитии разномасштабных тектонических, магматических, седиментационных и любых иных циклических геологических процессов, завершающихся эндогенным рудообразованием.

В данной работе, помимо оригинальных исследований, обобщен весьма обширный и разносторонний литературный материал (преимущественно двух последних десятилетий), характеризующий главные типы магматизма в связи с гранитоидным магматизмом, основные разновидности последнего, их продуктивность и геологические условия формирования, а также современные физико-химические представления о закономерностях развития силикатных и иных соединений в различных термодинамических режимах. Иными словами, развитие геологической системы рассматривается, как и в предыдущих работах автора, на двух взаимосвязанных уровнях ее организации — молекулярном и гравитационном — и в иерархии конструктивных уровней геосистемы — от геосферного (мантийного) до соответствующего уровню формирования рудного тела.

Рассматривая различные концепции происхождения гранитов, И.Б. Недумов обосновывает свое предпочтение выдвинутое еще В.И. Вернадским и развиваемым ныне рядом исследователей представлениям о двух крайних ветвях гранитогенеза — мантийной и коровой, но с едиными "суббазальтоидными" корнями. В отношении рудогенеза им отстаиваются представления о двух главных внутренних факторах, определяющих рассеивание или концентрацию редких и рудных элементов. Это их изоморфные связи с петрогенными элементами относительно упорядоченных и неупорядоченных дифференциатов магмы и, что особенно важно, тяготением к химическим связям с анионными компонентами потенциально возможных летучих соединений. Преобладание тех или иных связей в упорядоченных или неупорядоченных фазах и их реализация на тех или иных стадиях и этапах процесса определяются термодинамическим режимом, т.е. геологическими условиями — внешними факторами развития процесса в последовательных порядках геосистемы. В зависимости от этих условий и их сочетаний одна и та же исходная

магма, интрузивный комплекс, массив или его участок могут оказаться или, значительно чаще, не оказаться источником различных рудных концентраций.

Предлагаемая работа имеет несомненный интерес и как многостороннее обобщение существующих представлений и фактических данных, и как новаторский подход к разработке важной проблемы. Следует отметить при этом, что в подходе к решению геологических проблем автор использует опыт системных исследований смежных областей естествознания. В рассмотрении мантийного, корового и промежуточных аспектов гранитогенеза особое внимание в работе уделяется роли и поведению калия; возможности его транспортировки в составе мантийных дифференциатов; способности калия к структурообразующей роли лишь в условиях достаточно эффективного экранирования этих дифференциатов в интервале режимов границ Мохоровичича и Конрада различных структурно-формационных областей; значению калия (наряду с другими петрогенными элементами) в реализации предпосылок и в формировании гранитогенных месторождений. Интересны данные об условиях функционирования различных рудогенных "фильтров" (силикатно-флюидных позднемагматических фаз), обеспечивающих в определенных, преимущественно экстремальных, условиях концентрацию лишь какой-либо ограниченной группы полезных компонентов магмы при рассеивании остальных в кристаллических решетках петрогенных минералов и в аксессуарных минералах упорядоченных фаз. При этом справедливо подчеркивается необходимость углубленных исследований существа жестких функциональных связей между закономерно сбалансированным содержанием тех или иных редких и рудных элементов в решетках петрогенных минералов, в аксессуарах последовательных фаз и фаций гранитов и в их экзоконтактовых ореолах, с одной стороны, и формированием эндогенных месторождений определенных генетических типов и рудной специализации — с другой. В таких исследованиях заключены ключевые условия дальнейшего совершенствования теории рудогенеза и возможностей ее использования в практических целях.

В заключение дана общая схема поисково-оценочных критериев гранитогенных месторождений, развернутая применительно к редкометалльным пегматитам, в пяти последовательных масштабах исследований (соответствующих конструктивным порядкам геосистемы) — от 1:1 500 000 до 1:100.

Направление многоступенчатых системных исследований рудогенеза, в ряде аспектов лишь намеченное в этой небольшой по объему работе, несомненно, требует дальнейшей разработки.

В.В. Ляхович

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения гранитов во многом остается дискуссионной, неизбежное следствие чего — отсутствие четких представлений о закономерностях формирования гранитогенных месторождений, методов их прогнозирования, поисков и оценки. Среди множества нерешенных вопросов в выяснении этих закономерностей и причин, их определяющих, главнейшими, по мнению многих исследователей, являются следующие.

1. Какова связь гранитогенеза с иными типами магматизма; в чем существо сходств и различий магматических пород, их продуктивных производных?

2. Где, когда и в какой последовательности возникает разнообразие магматических пород и их производных?

3. В чем причины цикличности магматизма, закономерной последовательности смены его типов, скоротечности этих процессов, полных и неполных циклов развития, необратимости каждого из них?

4. Какова связь с разновидностями магм и их продуктивностью геологических формаций, различных типов и порядков геотектонических структур, процессов растяжения и сжатия литосферы и коры?

5. В чем суть латеральной зональности магматизма и почему базитовый магматизм преимущественно свойствен прогибам начальных, тогда как гранитный — поднятиям инверсионных и постинверсионных стадий геосинклинального процесса?

6. Каковы истоки магообразования, механизмы возникновения и развития его очагов, взаимосвязи форм движения вещества от истоков магматизма до уровней формирования эндогенных месторождений?

7. Откуда берется и как трансформируется энергия тектоно-магматических процессов?

8. Суммарные запасы рудных и редких элементов, сконцентрированных в месторождениях, составляют от 0,001 до 0,1% запасов тех же элементов, рассеянных в магматических породах [83, 110 и др.]. "Что является причиной того, что граниты сходного состава и возраста, часто расположенные в одной и той же структурно-фациальной зоне, в одних случаях рудоносны, в других безрудны? Более того, в чем причина, что в одном и том же массиве, иногда

с одной его частью связано месторождение одного элемента, с другой — другого?" [137, с. 3]. Почему, наконец, месторождения связаны с магматическими породами, содержания соответствующих элементов в которых в одних случаях повышенные, а в других, напротив, пониженные по сравнению с кларковыми? [136, 137].

9. В чем суть специализации и неповторимости металлогенических эпох?

Несомненно, решение каждого из перечисленных вопросов — особая проблема, требующая значительных усилий специалистов в данной узкой области знаний. Но столь же несомненно и то, что все эти вопросы тесно взаимосвязаны и попытки решения любого из них требуют комплексного подхода. Соответственно любые виды магматизма и эндогенного рудообразования должны рассматриваться в неразрывной функциональной связи со всеми иными геологическими процессами в иерархической последовательности развития этих процессов — от самых региональных до узко-локальных масштабов рудного тела и минерального комплекса.

Предлагаемая работа — продолжение взаимосвязанной серии публикаций автора в указанном плане [162—172]. Ее основная задача — обобщение и сопоставление на базе "системного подхода" большого объема разномасштабных общегеологических, петрологических, минералогических, физико-химических и иных, преимущественно литературных данных по генезису гранитов и их металлогенической специализации в целях методической подготовки комплексного решения поставленной задачи.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

КОНЦЕПЦИИ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Существующие ныне концепции генезиса гранитов можно подразделить на три следующие главные группы: субмантийного генезиса при фракционировании базальтоидных или андезитовых выплавок, поскольку непосредственно мантийные выплавки кислых магм невозможны в силу неустойчивости каркасных алюмосиликатных структур при $P > 30$ кбар и существования пироксеновых и эклогитовых "барьеров" на пути их к поверхности; корового — в процессах палингенеза и ультраметаморфизма; выплавления из океанической коры при ее поддвигании, согласно плейттектоническим представлениям, под континентальную в зонах субдукции или в "коллизийных" зонах столкновения континентальных плит.

Каждая из этих трех групп уязвима, во всяком случае в пределах используемых обоснований. Наиболее серьезные из предъявляемых возражений следующие.

Субмантийному генезису гранитов противоречат, как полагают, их относительно большие объемы по сравнению с таковыми основных и средних пород. Последние вообще распространены ограниченно и преимущественно в фанерозое, тогда как подавляющая масса гранитов возникла в докембрии. Из базальтов же гранитные выплавки возможны в количествах порядка 10% объема. Вместе с тем "совпадение исходных изотопных составов континентальных базальтов и гранитов заставляет предполагать, что магмы этих комплексов имели общий химический источник..." [271, с. 408].

При наибольшей популярности концепций корового гранитообразования под воздействием сквозьмагматических растворов, помимо отсутствия признаков опережающего "фронта базификации", труднообъяснимы небольшие, как правило, содержания в гранитах воды и ее резкий дефицит в зонах гранитизации. Не ясны также причины периодичности флюидных потоков, закономерностей их возникновения и перемещения. Однако формирование значительной части гранитоидов (прежде всего калийсодержащих) синхронно фазам складчатости и ультраметаморфизма, ниже зоны которого никаких свидетельств существования гранитоидов не установлено.

В компромиссном варианте сначала В.И. Вернадским, а затем

Б. Чеппелем и А. Уайтом было предложено разделять граниты на две главные группы: ортитоносных — I(igneous)-гранитов — дифференциатов глубинных магм и монацитоносных — S(sedimento-гу)-гранитов — продуктов корового магмообразования [232]. И "если верно, что одни гранитные массивы содержат редкие земли в виде монацитов, а другие в виде ортитов, то это будет означать, что гранитные магмы содержат различные смеси элементов цериового ряда и первично химически различны" [42, с. 510]. По изотопным отношениям стронция и неодима Ю.А. Балашов с соавторами [9] также выделяют две группы гранитов: 1-я — мантийные (главным образом диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты) и 2-я — палингенные и анатектические (главным образом биотитовые и двуслюдяные граниты). В.В. Ляховичем [137] предлагаются термины "коровые" и "мантийные" граниты. Причем последние отличаются повышенными содержаниями Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , MnO , TiO_2 и резко пониженными SiO_2 и K_2O , т.е. в основном относятся к плагиогранитам. Ю.Б. Марин [148] выделяет соответственно "гранитовый" и "базальтический" ряды гранитоидных формаций. Однако совмещенные варианты и глубинного и корового происхождения гранитов не снимают возражений против каждого из них в отдельности.

В.С. Попов рассматривает I-граниты как результат смешения коровых выплавов с дифференциатами мантии. При этом метасоматическую подготовку корового субстрата, пишет он, "можно связать с воздействием флюидных фаз, отделяющихся от глубинных магматических масс мантийного происхождения" [194, с. 23]. Им выделяются: IP(primary crystal)-первично-коровые, IS(secondary crystal)-вторично-коровые и IM(mixed)-смешанные мантийно-коровые граниты. Эти представления, как будет видно из дальнейшего, в принципе наиболее близки представлениям автора.

Возможность выплавления формирующих континентальную кору гранитов в зонах субдукции из резко обедненных кремнеземом и калием океанических толеитов вызывает большие сомнения, особенно если учесть, что континентальная кора не просто "сиаль", но "калиевый сиаль" [69 и др.]. По этому поводу характерно ироническое замечание Ю.М. Шейнманна: океанические плиты "ныряют под край материка, плавятся... и образуют континентальную кору, которая по мановению какого-то джина оказывается обогащенной кремнием и калием. Если можно с грехом пополам объяснить обогащение первым... то для калия источники отсутствуют" [269, с. 381]. В то же время генезис основных пород в отличие от кислых как нельзя лучше вписывается в основные положения плейттектоники. Кроме того, остается возможность образования калиевых гранитов в зонах столкновения континентальных плит, хотя это и не снимает вопроса о первичной природе автохтонных калиевых гранитов материков.

Короче говоря, каждая группа концепций гранитообразования согласуется с одними и противоречит другим фактам, а также положениям смежных геологических дисциплин. Очевидно, все это

настоятельно требует комплексного (системного) подхода к решению проблемы, основной предпосылкой которого должно служить общее философское положение о единстве всего видимого материального мира как сложной, но целостной естественноисторической системы.

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД

«При попытке выделения поднятия "геологическая система" выясняется, что такого рода дефиниции в геологии пока нет», в отличие от других естественнонаучных дисциплин [281, с. 303]. Тем не менее системный подход — это, как подчеркивает В.И. Комаров [101, с.122], "не просто направление в геологии, но направление развития геологии, ее будущее... неизбежный, качественно новый всеобщий метод исследования, в котором все геологические процессы рассматриваются как различные проявления единого процесса эволюции вещества планеты". Специфике системного подхода в геологии в последние годы посвящены работы А.Ф. Белоусова, Я.А. Виньковецкого, П.Ф. Иванкина, Ю.И. Карагодина, Ю.А. Косыгина, И.В. Крутя, Е.А. Куражковской, С.В. Мейена, Д.В. Рундквиста, В.И. Сазанского, В.И. Смирнова и ряда других исследователей. Весьма значительный интерес к системному подходу проявился в последние годы в других областях естествознания. Сколько-нибудь полное рассмотрение сложной проблемы системного подхода к анализу природных явлений — особая тема. Поэтому ограничимся здесь лишь общими положениями, наиболее необходимыми в данном контексте.

Различные аспекты системного подхода применительно к геологическим процессам вообще и гранитогенному рудообразованию в частности рассматривались нами ранее [164—171]. В его основе лежат представления о неразрывности функциональных (причинных) взаимосвязей любых магматических, тектонических, метаморфических, седиментационных и любых иных циклических процессов, одно из крайних завершений которых — формирование эндогенных рудных месторождений. Отсюда с позиций системного подхода принципиально недопустим генетический анализ любого из этих процессов в отрыве от остальных.

Основой функционирования любой системы являются ее статические, динамические и информационные структуры. Первые соответствуют наблюдаемому строению объекта исследований (зональности, текстуры, стратификации и т.д.), вторые — процессам развития (дифференциации, осадконакоплению и т.д.), третьи — их направленности ("генетический код"). "Найти закон существования данной системы — значит вскрыть ее структуру, ибо структура является основой функционирования любой системы" [177, с. 40]. "Структура изучаемого объекта есть вообще самое важное из того, что нужно знать о нем..." [113, с. 153].

Существование системы есть ее развитие — движение. Различаются фундаментальные и комплексные формы движения. Первые описываются физическими и химическими законами, вторые представляют их сложную совокупность, действующую по особым законам

в определенных природных объектах или (и) на их отдельных конструктивных уровнях (звезды, планеты, геосферы, биосфера и т.д.), в условиях которых сочетание, характер и относительная роль всех фундаментальных форм имеют свою специфику.

Существование специфической геологической формы движения материи впервые было обосновано Б.М. Кедровым [93]. Ее основные атрибуты: значительная масса, обеспечивающая доминанту гравитационных сил над молекулярными, собственное тепловое поле, тектономагматическая активность, сложная структура, наиболее крупными конструктивными элементами которой являются ядро, мантия и литосфера. В отличие от астероидов и иных "малых" постзвездных космических тел планета рождается тогда, когда масса становится настолько большой, что гравитационные силы могут формировать ее — придать форму шара, обеспечить расслоение вещества, удерживать хотя бы минимальную атмосферу" [39, с. 157]. Такие наиболее высокоорганизованные — "мультистабильные" системы способны, сохраняя целостность, изменять внутреннюю структуру, связи, переходить из одного качественного состояния в другое, порождая новые подсистемы (конструктивные уровни и подуровни) с более высокой организацией, чем исходные [39, 115 и др.]. Один из таких подуровней — гранитный слой земной коры и сфера эндогенного рудообразования (рудосфера), а качественно новые уровни — био- и затем ноосфера [43]. Иными словами, геосистема обладает собственным энергетическим потенциалом, обеспечивающим ее саморазвитие, реализующееся преимущественно в рамках молекулярного и гравитационного уровней организации материи.

Способ существования системы — движение, а следовательно, изменчивость, форма существования — устойчивость. Отсюда развитие системы определяется единством этих диалектических противоположностей в любых их ипостасях, которые, по Н. Бору, не исключают, а дополняют друг друга в природных процессах. В анализе геологических, как и любых иных естественноисторических, процессов, ведущих к формированию различных природных объектов, главное — выявление "основного ведущего источника изменений — основного ведущего противоречия, обеспечивающего развитие системы" [118, с. 77]. **"Кто хочет познать наибольшие тайны Природы, пусть наблюдает минимумы и максимумы противоречий и противоположностей. Глубокая магия заключена в умении выявить противоположности, предварительно найдя точку их соприкосновения"** [37, с. 210].

"Целое больше суммы своих частей" — выражение, приписываемое Платону, забытое и открытое вновь в нашем столетии как одно из свойств "эмерджентности" в соотношениях части и целого — одной из важнейших характеристик природных систем, связанных, в частности, с уменьшением свободной энергии, энтропии и (или) с "дефектом массы" целостной системы в сравнении с суммами свободных энергий, энтропий или масс покоя ее частей. И, чем значительнее эти масс-энергетические различия, связанные с реализацией или усложнением структурно-функциональных связей, тем

более устойчива и обособлена (замкнута) данная система. При этом масс-энергетические "суммы" в отличие от арифметических меняются и от перемены мест слагаемых, например в силикатных соединениях при экзотермическом переходе алюминия из модификационной октаэдрической позиции в комплексообразующую тетраэдрическую или наоборот. С изменением структурной позиции какого-либо элемента системы, и тем более при переходе его в другую систему взаимодействий, меняются и свойства этого элемента [177].

Поступательное развитие любой природной системы в соответствии со вторым началом термодинамики связано с ростом энтропии в уравнении ее энергетического состояния $E = F + ST$, где E — полная, F — свободная, ST — связанная энергия (T — температура, S — энтропия, или "приведенное тепло"). Рост энтропии связан с ростом беспорядка, изотропности, симметрии (пределом которой является симметрия шара) и объема системы. Рост энтропии "это путь по направлению в будущее" [244, с. 151]. С другой стороны, согласно философскому определению, развитие есть восходящее поступательное движение — переход от низшего к высшему, в ходе которого функционирование любых систем связано с последовательным усложнением их статических и динамических структур, с ростом анизотропии, асимметрии и со снижением энтропии [113, 208, 254 и др.].

Противоречие разрешается в "точке соприкосновения" (взаимодействия) термодинамических противоположностей "объекта" и "среды". В биосистемах, развиваясь, "все организмы (объекты — И.Н.) поддерживают энтропию своих тел на низком уровне ценой повышения энтропии окружающей среды..." [152, с. 145]. Принципиальных различий между био- и геосистемами в этом отношении не существует [115], как, впрочем, и в иных генеральных аспектах системного подхода. «Кристалл имеет меньшую энтропию, чем сумма тех же элементов в расплавленном состоянии, хотя процесс кристаллизации ведет к росту энтропии. Кажущееся противоречие вызвано перекрытием понятий "система" и "среда". Говоря о процессе кристаллизации в свете второго начала термодинамики, нельзя магматический расплав (объект. — И.Н.) рассматривать как систему, не включая в нее окружающую среду» [248, с. 385].

В связи с единством противоположностей развития объекта и среды Н.А. Умовым еще в 1902 г. была высказана мысль о необходимости формулирования третьего начала термодинамики. По его мысли, "существование в природе приспособлений отбора, восстанавливающего стройность... должно, по-видимому, составить содержание этого третьего закона" [63, с. 12]. Однако эта мысль получила поддержку лишь спустя более полувека, в первую очередь в биологии. "Накопление в мире беспорядочности всегда сопровождается накоплением упорядоченности... В связи с этим должна существовать функция, подобная энтропии, которая должна служить мерой упорядоченности" [128, с. 1717]. У различных исследователей такая функция, соответствующая энтропийной, но с обратным знаком, получила название антиэнтропии, эргопии, негэнтропии, структурной

энтропии. С ней связывается "способность динамических систем к усложнению и развитию, к преодолению роста энтропии..." [118, с. 61], т.е. возрастание степени организации системы. В развитии геосистемы "сверхорганизационным" процессом, по определению Д.В. Рундквиста [200, 201], является эндогенное рудообразование, для реализации которого необходимо сочетание особо сложных — "аномальных" [242] внешних и внутренних условий протекания магматических процессов. Причем причины и корни возникновения и реализации этих условий заключены в иерархии конструктивных уровней геосистемы, т.е. во взаимосвязанности всех процессов ее развития в последовательности от наиболее общих — планетарных до соответствующих масштабам рудного тела.

Однако вероятность возникновения усложненных систем и подсистем, результирующих единство всех физических противоположностей развития (устойчивости и изменчивости, концентрации и рассеивания, дифференциации и интеграции и т.д.), в свою очередь, заключена в точке соприкосновения фундаментальных противоположностей случайного и необходимого (закономерного) в иерархии взаимосвязей форм и видов этого развития. Но что такое случайность?

"Мы знаем в природе сравнительно мало минеральных тел, меньше трех тысяч... и если бы природа не выбирала строго определенных реакций, то мы из известных нам химических элементов должны были бы получить число сочетаний, определяемое 28-значной цифрой" [249, с. 134]. То же самое, и в еще большей мере (хотя и не столь строго), относится к породам, комплексам пород, формациям, месторождениям, их разновидностям, минеральным комплексам и т.д. Случайность есть непознанная закономерность. "Диалектический материализм рассматривает случайность в ее многообразных связях с необходимостью, в силу которых в форме случайности проявляется необходимость, и грань между случайностью и необходимостью никогда не бывает абсолютной" [БСЭ, 2-е изд., т. 29, с. 42]. В массовых эмпирических обобщениях понятие "случайности" нередко перерастает в понятие "статистические закономерности", но и они лишь мера нашего незнания истинных закономерностей природных процессов, выявление которых — основная задача естествоиспытателя.

В принципе "наука в состоянии решать задачи любой сложности, и такие проблемы, как поиски и разведка полезных ископаемых, не являются исключением и, безусловно, будут поставлены на научную основу. Однако для этого потребуются достижение высокого уровня развития в области теоретической геологии" [223, с. 79]. И единственная возможность достижения такого уровня заключена в системном подходе к анализу причин формирования месторождений, равно как и любых иных геологических объектов, вернее — наряду с ними.

В биосистемах — производных геосистемы [43] — понятия "необходимость" и "случайность" в своих истоках связаны с долгое время считавшимися взаимоисключающими представлениями, с одной

стороны, о градациях и имманентности Ж. Ламарка, а с другой — естественного отбора Ч. Дарвина. Первые подразумевают изначальный примат цели (программы), вторые — условий (среды) в путях развития данного вида (объекта). На необходимости преодоления антагонизма между обоими представлениями в свое время настаивали К.А. Тимирязев [234], В.И. Вернадский [43] и Л.С. Берг [23]. Однако лишь с недавнего времени они начали рассматриваться в отечественной биогенетике в диалектическом единстве противоположностей системы взаимодействий объект — среда. Выясняется при этом, что в соответствии с основным эволюционным "законом возрастания сложности" [263] естественный отбор, поначалу "действующий в качестве опосредованного организатора эволюционных процессов, сам создает условия и факторы устранения своей ведущей роли, повышая организованность и активность живого..." [113, с. 278].

Существует "предтерминация" [23], т.е. общая направленность развития, но не цель; программа, но не изначально заданный образ конечного результата, который формируется во многих, в том числе в преобладающих (особенно на начальных этапах развития) "тупиковых" вариантах природных процессов, зависящих от условий среды. Отсюда представления о полифилизме развития — законы "гомологических рядов" (параллельной изменчивости) Н.И. Вавилова. Ныне "вопрос об отношении внутреннего и внешнего — об отношении организма и внешней для него среды — стал одним из центральных вопросов всей биологии" [113, с. 156]. Причем в силу прямых и обратных связей воздействие объекта на развитие среды в конечном счете столь же закономерно, как и воздействие среды на развитие объекта.

Поскольку любые природные системы и подсистемы имеют незамкнутые циклы развития, уменьшение их энтропии (S_1) всегда сопровождается ростом энтропии среды (S_2) в связи с высвобождением (рассеиванием) в любой форме энергии объекта, и всегда при этом $\Delta S_2 - \Delta S_1 > 0$. В любых системах взаимодействий объект всегда является поставщиком, а среда — потребителем энергии в любых формах ее реализации.

Очевидно, что в точке соприкосновения фундаментальных противоположностей **объекта (энергисточника)** и **среды (энергопоглопителя)** природной системы совмещены генеральные точки соприкосновения основных противоположностей ее развития: антиэнтропийного и энтропийного, устойчивости и изменчивости, уплотнения и разуплотнения, концентрации и рассеивания, дифференциации и интеграции, генетической направленности и естественного отбора ("необходимости" и "случайности"), прогрессивной и регрессивной стадий развития и т.д.

С ростом энтропии среды (внешнего уровня системы) за счет той или иной формы высвобождения энергии объекта нарушается равновесие (симметрия) среды, что обеспечивает в соответствии с принципом Ле-Шателье цикл ее развития, завершающийся высвобождением энергии на следующий, более масштабный внешний уровень (среда), для которого среда предшествующего уровня является

объектом, и т.д. Таким образом, осуществляется всеобщая иерархия цикличности в иерархии организационных и конструктивных уровней развития материи, начиная с элементарного уровня организации и кончая гравитационным мегауровнем — в фундаментальных формах движения и, наоборот, от наиболее общего к частным конструктивным уровням — в комплексных формах, в том числе в иерархическом ряду: планета — геосферы — слои геосфер — ряды формаций и формации — породы и минеральные комплексы — минералы — химические элементы. В силу однонаправленности структурных преобразований и постоянной диссипации энергии вовне геосистемы она подвергается необратимым изменениям в целом и на каждом своем конструктивном уровне. Это значительно усложняет применимость принципов актуализма, так как требует более или менее значительных корректив в сопоставлении одноранговых, но разновозрастных процессов и их результатов.

Представляется достаточно очевидным, что в различных формах и на различных уровнях взаимодействий объекта и среды заключена генеральная точка соприкосновения минимумов и максимумов противоположностей всех видов спонтанного двунаправленного комплексного движения (развития) материи через последовательный ряд конструктивных уровней геосистемы.

В итоге необходимо особо выделить следующее.

Во-первых, и прежде всего, в рамках геологической формы движения задействованы преимущественно молекулярные и гравитационные уровни организации материи (фундаментальные поля взаимодействий), знание законов функционирования которых обязательно при любых геосистемных исследованиях. Иными словами, с позиций системного подхода геология изучает закономерности многоступенчатой (конструктивные уровни системы) комплексной формы движения (развития) материи на молекулярном уровне ее организации (объект) в интервале термодинамических режимов (среда), обеспечивающих и допускающих это развитие, т.е. включает два взаимосвязанных фундаментальных раздела — "молекулярную геологию" (по типу молекулярной биологии, сыгравшей столь важную роль в развитии этой области естествознания) и "геотермодинамику".

Во-вторых, общая направленность и пути полициклического развития геосистемы во всех ее конструктивных порядках вполне закономерны (преддетерминированы), в том числе во всех особенностях гранито- и рудогенеза. При этом в силу необратимости спирально-циклического развития геосистемы основные свойства магматических (особенно гранитных и щелочных) и иных формаций, генетические типы и особенности месторождений и любых иных геологических объектов принципиально не могут быть полностью повторены в последовательных тектоно-магматических циклах и мегациклах развития, охватывающих всю иерархию конструктивных уровней геосистемы (закон необратимости Л. Долло: пройденные этапы эволюции никогда не повторяются).

В-третьих, в геосистеме действуют в принципе те же законы, что и в глубже изученных системах — менее сложной астро-системе и значительно более сложной биосистеме. Прежде всего

это мегациклы расширения и сжатия звезд в двунаправленных периодических процессах экзотермического усложнения ядерных структур и дифференциации звездного вещества, законы отражения (ни один объект не способен функционировать без взаимодействий со всеми иными); биологические законы приспособляемости, изменчивости, наследственности, рекапитуляции, принцип Гауза (одна экологическая ниша — один биологический вид), закон Геккеля—Мюллера (онтогенез — краткое повторение филогенеза), законы дисимметрии П. Кюри (стимулы развития). Наконец, имеющие исключительно важное значение в понимании законов магмо- и рудогенеза законы гомологических рядов (параллельной изменчивости) Н.И. Вавилова и криволинейной симметрии (чем криволинейнее симметрия, тем шире дивергенция и многообразие гомологических рядов). При этом геосистема — производная астросистемы, биосистема — производная геосистемы [43]. Функционирование астросистемы осуществляется в интервале движения материи на атомном уровне, а значительно более тесно связанных био- и геосистемы — на молекулярном уровне. Основные отличия первой: отсутствие четкости в симметриях неизмеримо более сложных органических молекулярных структур, иные формы взаимодействий (обмен веществ) и потребления энергии, качественно различная функциональная роль углерода.

Наконец, из всего изложенного следует, что если системный подход действительно "не просто направление в геологии, но направление развития геологии, ее будущее..." [101, с. 122], то для любой из геологических дисциплин — от кристаллохимии, минералогии и геохимии до глобальной тектоники, да и для геологии в целом — ныне подходят к концу времена кипплинговского кота, который "ходил по джунглям и хотел жить сам по себе".

МОЛЕКУЛЯРНЫЙ УРОВЕНЬ

На молекулярном уровне организации геосистемы реализуются основные закономерности процессов магматизма, метаморфизма и эндогенного рудообразования. Элементы структуры молекулярного поля — химические элементы, взаимодействующие за счет ионных, ковалентных, полярных и иных химических связей, степень интенсивности которых определяет целостность, стабильность, относительную обособленность и эмерджентность молекулярных систем.

Из четырех доступных наблюдению состояний вещества геосистемы на молекулярном уровне ее организации: газового (G), флюидного (F), жидкого (L) и кристаллического (S) — первое и последнее полярны по степени организации, второе и третье соответственно промежуточны.

Перечисляемые ниже закономерности вытекают в основном из кинетической теории жидкостей Я.И. Френкеля [253], из работ Н.В. Белова [18] и ряда других исследователей (В.Н. Анфилов, А.И. Альмухамедов, Б.В. Бродин, Дж. Бернал, К.А. Власов, П.В. Гельд, А.А. Годовиков, О.А. Есин, Г.И. Жмойдин, А.И. Заварицкий, Л.Н. Когарко, Л.С. Коржинский, И.Р. Кричевский, В.И. Ле-

бедев, Е.С. Макаров, А.А. Маракушев, Л.Н. Овчинников, И.Д. Рябчиков, Ф.Г. Смит, В.С. Соболев, Н.И. Хитаров, Д.Е. Циклис и др.). Возможности применения этих исследований к проблемам системного подхода в геологии рассмотрены в ряде публикаций автора [164, 166, 168, 169, 173], что позволяет изложить их здесь в тезисной форме.

1. Газовое состояние описывается как совокупность частиц, длина свободного пробега которых значительно превышает их собственные размеры, а их взаимодействия ограничиваются временем соударения. Идеальные газы обладают неограниченными смесимостью и стремлением к разуплотнению.

В кристаллическом состоянии каждая частица, согласно кинетической теории, постоянно взаимодействует со всеми остальными, находясь в поле сил соседних частиц, определяющих ближний (координационный), а в совокупности всех взаимодействий дальний (альтернационный) порядок, т.е. кристаллическую структуру молекулярного поля — "кооперативный" эффект функционирования ближних связей. При этом частицы любых реальных кристаллов обладают количеством движения, обеспечивающим не только колебательные, но и трансляционные движения частиц, перескакивающих из одних узлов решетки в соседние и в междузлия. Это вызывает искажения решетки в виде разрывов и "дырок" с диссоциированными атомами, выражающими своего рода внутреннее испарение кристалла, поскольку перескок из узла в междузлие связан с преодолением потенциального барьера с высотой, равной энергии активации, играющей роль энергии испарения.

Динамика взаимодействий элементов молекулярного поля и степень его стабильности определяются энергетической выгодой взаимодействий — выигрышем свободной энергии с высвобождением ее вовне в той или иной форме. Причем выигрыш энергии пропорционален степени перекрытия электронных орбиталей лигандных атомов, наибольшего при ковалентных и наименьшего при кулоновских взаимодействиях [18, 56, 124, 275 и др.]. Наименее интенсивно взаимодействующие частицы наиболее способны к трансляционным движениям, эффективность которых возрастает с ростом температуры, которая рассматривается Я.И. Френкелем как "отрицательное" давление, действующее изнутри вещества в направлении, обратном притяжению частиц, и реализующееся в их тепловом движении. При этом уменьшение температуры на 1°C примерно эквивалентно, по данным Г.Б. Бокия, увеличению внешнего (положительного) давления на 150—200 атм.

Структура жидкости в принципе отличается от кристаллической лишь степенью дальнего порядка и интенсивностью трансляционных движений частиц при сопоставимой эффективности ближних связей. Оба эти состояния объединяются в понятие "конденсат" [291]. Увеличение объема при переходе $S \rightarrow L$ (до 10—15%), согласно кинетической теории жидкостей, происходит в основном за счет разрывов и дырок — "дисперсной фазы", становящейся, однако, средой для частиц вещества при переходе $L \rightarrow G$.

Скрытая теплота плавления веществ в 250—300 раз меньше теплоты испарения, сопротивление на разрыв в S и L -состоянии практически одинаково; изменения структуры скачкообразны, что указывает на незначительность различий эффективностей взаимодействий частиц в обоих состояниях молекулярного поля [98, 221 и др.]. В то же время частицы жидкости, странствуя по всему ее объему, лишь на короткое время (до сотен колебаний при частоте $n \cdot 10^{12}$ — $n \cdot 10^{13} \text{ c}^{-1}$) задерживаются в равновесном положении столь же непрерывно возникающих и исчезающих субмолекулярных областей, число, размеры и время существования которых уменьшаются с повышением температуры.

Поскольку же любая жидкость способна в пустоте к полному испарению при $T = \text{const}$, границей ее существования предлагается считать не линию кипения, а линию плавления [221]. В таком случае жидкое состояние, представляющее собой комбинацию колебательных (свойственных кристаллическому состоянию) и трансляционных (свойственных газовому состоянию) движений частиц, есть граница двух противоположных состояний вещества и двух противоположных направлений его развития. Иными словами, жидкое состояние — еще одна исключительно важная в геологии точка соприкосновения максимумов и минимумов противоположностей и противоречий природных процессов.

Любые газы при надкритических температурах, сжатые до плотностей, соизмеримых с жидкостными, переходят во "флюидное" [99, 258] состояние, которое характеризуется свойственным газу стремлением к разуплотнению при свойственной жидкости структуре молекулярного поля. Это явление, "в существование которого сначала не верили, потом игнорировали, затем считали экзотикой и наконец объявили равновесием жидкость—газ, ныне... прочно основывается на обильном экспериментальном материале... и может быть названо скорее равновесием типа $L-L$, но ни в коем случае $G-G$ или $L-G$ " [258, с. 9—10]. Значение флюидных (силикатно-флюидных по А.А. Маракушеву) фаз исключительно велико в эндогенном рудообразовании и сопровождающих его процессах (в частности, в формировании первичных геохимических ореолов).

2. Структура силикатных соединений представлена тремя звеньями: модификационными (M_1), комплексообразующим (M_2) и кислородным (T). Различия позиций катионов определяются преобладанием доли их ионных (M_1) или ковалентных (M_2) связей с кислородом, от чего наряду с количеством и размерами катионов зависят кислотные (степень полимеризации) и основные или щелочные свойства силикатных расплавов.

Главные (петрогенные) элементы — элементы—"хозяева" по Н.В. Белову [18] — объединены химическими связями и определяют реальную структуру молекулярного поля. Остальные входят в нее как "гости", изоморфно разделяя позиции петрогенных элементов и в то же время определяя потенциально возможные — "теневые" структуры, создающие предпосылки более или менее значительных преобразований существующей молекулярной структуры. "Гостепри-

имство" (степень изоморфной емкости структуры) зависит от термодинамического режима, т.е. от геологических условий процесса, в частности, как следствие от наличия в радикале амфотеров, разрыхляющих структуру и повышающих "гостеприимство" всех ее звеньев, и прежде всего в отношении компонентов летучих соединений. Смена модификационной позиции амфотера на комплексообразующую, чему способствует рост щелочности соединения [98], сопровождается координационными изменениями и экзотермическим эффектом. Чем ниже степень порядка и полимеризации структуры молекулярного поля, тем выше гостеприимство его структурных звеньев, т.е. тем более разнородные компоненты могут находиться в сходных структурных позициях. В этой связи примечателен подмеченный В.В. Ляховичем эффект роста разнородностей и количества аксессуарных минералов в породах в направлении от стекловатых эффузивных к максимально раскристаллизованным интрузивным при одинаковом валовом химическом составе сравниваемых пород [137].

В термодинамическом аспекте причиной изоморфизма является самопроизвольное стремление к росту беспорядка — "энтропии смешения", превышающей сумму энтропий всех компонентов молекулярного поля [125]. Кроме того, это один из механизмов, способствующих высвобождению энергии в системе объект—среда в форме относительно неупорядоченных дифференциатов объекта и работы, связанной с их разуплотнением.

Изоморфные компоненты, не имея жестких связей в структуре, наиболее способны к трансляционным движениям в рамках поля, что особенно вероятно с учетом представлений об атомных орбиталях [56], согласно которым хаотические и трансляционные движения частиц осуществляются свободно, без "раздвигания" атомов кислорода и крупных катионов. Это, возможно, определяет эффект движения "трансмагматических растворов" в мантии и возникновения локальных очагов дифференциации расплава в пределах литосферы.

Согласно эмпирическому правилу Вегарда, при изоморфном замещении легких элементов тяжелыми (элементов с большими R_i элементами с малыми R_i) пропорционально возрастает плотность молекулярного поля, т.е. таким заменам способствует рост положительного давления и наоборот.

Наконец, согласно К.А. Власову, правила изоморфизма должны определять общие закономерности дифференциации вещества в любых масштабах, вплоть до "формирования различных горных пород, рудных месторождений и других минеральных ассоциаций..." [45, с. 61]. На основе этих правил можно "искать в каждом конкретном случае причины перехода рудообразующих элементов в рудные растворы в процессе дифференциации магм и объяснять их металлогеническую специализацию" [Там же, с. 54].

3. Рост порядка и полимеризации снижает возможности изоморфизма и ведет к дифференциации, которая стимулируется, таким образом, взаимосвязью двух внешних факторов — температуры и давления и двух внутренних факторов — изоморфных и хими-

ческих связей. Эффективность каждой из пар этих факторов противоположна степени порядка молекулярного поля. Смена их ролей находит отражение в трех последовательных периодах процесса: **магматическом** — ведущая роль модификационного звена и теплоемкости среды; **позднемагматическом** — примерно равная роль всех звеньев структуры, температуры и давления; **постмагматическом** — ведущая роль кислородного звена, т.е. анионных компонентов летучих соединений, и динамики среды. Причины и механизмы дифференциации с обособлением твердых, жидких, флюидных или газовых фаз одни и те же. В магматическом процессе начальным ведущим видом дифференциации, обеспечивающим пространственное обособление фаз и фаций различного состава, является $L \rightarrow L + L$, завершающим — $S \rightarrow S + S$.

Каждый акт дифференциации — обособление двух фаз, одна из которых более, другая менее упорядочена по сравнению с исходной. В первой концентрируются элементы, наиболее способствующие в данных условиях росту порядка и уплотнению исходной молекулярной структуры, во второй — росту ее беспорядка и разуплотнению. Это можно определить как стремление в противоположных экстремумах к идеальным кристаллическому и газовому состояниям, как антиэнтропийную и энтропийную составляющие развития; в термодинамическом аспекте, исходя из $E = F + ST$, — как стремление $ST \rightarrow 0$ и $F \rightarrow 0$ и т.д. При этом очевидно, что комплексообразующее звено молекулярной структуры силикатных и подобных им соединений и соответственно весь позднемагматический период дифференциации являются очередной весьма важной точкой объединения противоположностей поступательного развития геосистемы.

4. Дифференциация изначально единой (в структурном отношении) фазы осуществляется через переходное — "мезофазное" состояние молекулярного поля, т.е. в ходе его гетерофазных структурных флюктуаций с возникновением субтаксических групп различного состава, строения и плотности. В мезофазном состоянии "безразличного равновесия" (по Б.А. Смирнову) расплав, во-первых, становится упругим, так как обладает переменной плотностью, возрастающей за счет субтаксисов относительно упорядоченной и уменьшающейся за счет субтаксисов неупорядоченной фазы, и, во-вторых, его вязкость резко снижается вследствие структурных преобразований с нарушением химических связей, максимальным за счет кислородного и минимальным за счет модификационного звена структуры [126, 203, 256 и др.]. В ходе последовательных актов дифференциации в силу возрастания относительной роли неупорядоченных фаз и кислородного звена происходит общее разуплотнение этих энергетически активных фаз вплоть до взрывного. Эффект разуплотнения обеспечивает "интрузивную силу" магмы и ее дифференциатов. Согласно расчетам Ф.К. Шипулина [274], количество энергии, необходимое для интрузии магмы, составляет не более 1—2% суммарной энергии кристаллических решеток петрогенных минералов и достаточно небольшой перестройки структуры или увели-

чения степени полимеризации молекулярного поля расплава или его дифференциатов для избыточного энергетического обеспечения интрузивного процесса.

5. Гомодромная последовательность дифференциации силикатных расплавов в ряду (орто-) $\rightarrow$ (пиро-) $\rightarrow$ (мета-) $\rightarrow$ биметасиликаты $\rightarrow$ кварц направлена к усложнению их структуры и увеличению степени полимеризации, т.е. в целом в сторону увеличения доли ковалентных связей, что сопровождается весьма значительным высвобождением энергии [18, 254]. Поскольку же объем силикатных соединений превышает сумму объемов составляющих их окислов пропорционально степени полимеризации соединения, рост внешнего давления противостоит этому процессу, но способствует увеличению координационного числа катионов (прежде всего алюминия) с эндотермическим эффектом перехода. Соответственно, в согласии со второй главой кристаллохимии силикатов Н.В. Белова [18], усложнение силикатных структур, динамическими элементами которых являются Si и SiO₂, осуществляется вокруг крупных катионов (прежде всего Ca, K, Na), а упрощение — вокруг более мелких, таких, как Mg и Fe [18]. Энергия связей Me—O убывает в последовательности Si—B—Ti—P—Al—Ca—Be—Mg—Fe—Li [275], еще более усиливая тенденцию к разделению лейко- и меланократовых силикатных соединений в зависимости от *TP* режима среды.

6. Изменения в модификационном звене сопровождаются наименьшими преобразованиями структуры молекулярного поля (что обеспечивает, в частности, явления "скрытой расслоенности") в отличие от изменений в комплексообразующем звене. Последнее прежде всего относится к вхождению в радикал алюминия, с переводом его из шестерной в четверную координацию и изменением основных функций на кислотные [5]. Переход Al^{VI} $\rightarrow$ Al^{IV} экзотермичен настолько, что может привести к плавлению кристаллических пород [123]. Кроме того, он сопровождается увеличением объема молекулярного поля при преобразовании метасиликатных структур в каркасные, т.е. высвобождением энергии и в форме работы разуплотнения, совершаемой относительно внешней среды [18, 275 и др.].

Присутствие алюминия в каркасном, и только каркасном, радикале [5] способствует, с одной стороны, стабилизации этой структуры, не допуская, однако, ее замыкания в нейтральной форме [SiO₂]_∞, с другой — вхождению в радикал других амфотеров, изоморфных преимущественно с Al, а не с Si. Это прежде всего, B, Be, P, но также Fe и элементы его семейства [2, 51, 54, 239, 275 и др.].

7. Рост гостеприимства кислородного звена вызывает деполимеризацию расплавов, коррелируясь с возрастанием их щелочности и насыщенности амфотерными элементами [5, 99, 100, 146 и др.]. Это ведет к отщеплению от силикатных расплавов деполимеризованных солевых, т.е. существенно ионных расплавов, концентрирующих компоненты летучих соединений и наиболее индифферентные катионы, и (или) к постепенному переходу расплав — раствор.

Эксперименты в институте Карнеги [290], указывавшие на полную взаиморастворимость SiO₂—H₂O при $T > 1080^\circ\text{C}$ и $P > 9,7$ кбар

Некоторые параметры силикатных структур

Радикал	[SiO ₂] ⁺	[Si ₂ O ₇] ⁴⁻	[Si ₃ O ₁₀] ⁶⁻	[Al ₂ Si ₂ O ₇] ⁴⁻	[SiO ₂] _∞
Главные катионы-модификаторы	Mg, Fe, Ca	Fe, Ca, Mg, Na	Ca, Fe, Na, K	K, Na, Ca	Si
Количество Me _n O (в %)	>66	66—50	50—33	33—30	—
Важнейшие изоморфные при меси звеньях комплексообразующего звена	кислородного звена	Ti, Cr, V	S, P, B	B, Be, P	—
	кислородного звена	F, Cl, H, CO, CH ₄ , H ₂ O	ОН, F, Cl	ОН, F	—
Типы структур	Ортосиликатные островные	Метасиликатные цепочечные	Биметасиликатные ленточные	Алюмосиликатные каркасные	Окисные каркасные
Типовая порода	Ультраосновная	Основная	Средняя	Кислая	—
Типовой минерал	Оливин	Пироксен	Амфибол	Полевые шпаты	Кварц

Каждое перечисление химических элементов и групп элементов дано по их убывающей значимости.

и принятые сначала весьма скептически, ныне находят все большую поддержку [88, 185, 292 и др.]. Из экспериментов следует резкое возрастание растворимости воды — от 6 до 25% — в интервале давлений 6—9,7 кбар [184]. Существование "полной смесимости кремнезема и воды, равно как и силикатов вообще, сейчас уже не вызывает сомнений. Для суждения о геологических явлениях в недрах Земли этот факт крайне важен, ибо позволяет считать невозможными любые глубинные процессы, идущие с участием свободной водной (флюидной) фазы..." [185, с. 56].

Фтор в отличие от воды значительно лучше растворим в кислых и особенно щелочных расплавах. Его введение в расплавы значительно снижает их вязкость вследствие деполимеризации структуры и повышает растворимость и сохранность в расплаве воды, несмотря на то что растворимость самого фтора при этом несколько снижается [97 и др.].

Формально F^- — "ближайший родственник" группировки OH^- , и в сложных структурах между ними существуют широкие изоморфные связи [196]. При этом "роль фтора в расплаве в какой-то мере аналогична роли кислорода. Как и кислород, фтор образует прочные соединения с кремнием и алюминием, но эти соединения отличаются более кислотными свойствами" [146, с. 18].

Если, по [109], связи $F-Al$ более прочны, нежели связи $F-Si$, то фтор должен входить в алюмокремнекислородный радикал, а при разрушении последнего должен удаляться из него вместе с Al , в том числе при обособлении как щелочных, так и ультраосновных (ортосиликатных) расплавов. Причем в ортосиликатных структурах расплавов вряд ли следует исключать непосредственные связи фтора и с сильными катионами-модификаторами. Обогащение же фтором ультракислых расплавов при участии воды ведет, естественно, с одной стороны, к деполимеризации расплавов с образованием сложных и островных структур, с другой — к их сверхполимеризации с обособлением $[SiO_2]_\infty$ и переходом оставшихся компонентов в газовую фазу. Так или иначе это отмечается многими исследователями [50, 96, 98 и др.].

Значительно более крупные по сравнению с F^- и O^{2-} анионы Cl^- в природных магмах тесно связаны с катионами повышенной основности — Ca и Mg , но особенно со щелочными катионами Na и K при резком тяготении к их совместному обособлению в водных растворах [99].

Сера способна замещать кислород в силикатных расплавах, богатых Me^{2+} , и прежде всего Fe^{2+} .

В целом развитие геосистемы на уровне силикатных соединений определяется экзотермическим процессом полимеризации их структур при относительно незначительных (эволюционных) преобразованиях в модификационных и более резких (революционных) в комплексообразующих звеньях молекулярного поля [5, 123, 146, 164, 275 и др.].

В ходе полимеризации от $[SiO_4]^{4-}$ до $[AlSi_3O_8]^{-1}$ осуществляется высвобождение O^{2-} и соответственно рост кислотных свойств расплава.

Наиболее значительные этапы в ряду полимеризации силикатных структур и некоторые их параметры приведены в таблице.

Все количественные и качественные, эволюционные и революционные преобразования силикатных соединений функционально связаны с изменением TP режима во взаимодействиях системы объект—среда, в которой данное соединение является объектом. Преобразования осуществляются главным образом в процессе дифференциации силикатных соединений, рассматриваемой как "самопроизвольное смещение развития в сторону высших полиморфных форм" [4, с. 553]. При этом особенности и варианты процессов дифференциации, приводящие к тем или иным закономерным результатам (в том числе в развитии магматизма и рудообразования), зависят от термодинамического режима их протекания в иерархической последовательности конструктивных порядков геосистемы.

ГРАВИТАЦИОННЫЙ УРОВЕНЬ

Развитие магматизма осуществляется в условиях гравитационного уровня взаимодействий, наиболее общий результат которых — геосферные оболочки Земли. Наиболее необходимые, как мы полагаем, в решении поставленных задач сведения о них приводятся нами далее.

Мантия, составляющая большую долю объема и массы Земли, представлена, по современным данным, твердым протовеществом, в ходе двунаправленной дифференциации которого формируются ядро и внешние оболочки Земли. Жидкие дифференциаты, обособляющиеся, по Е.В. Артюшкову, на внешней и внутренней границах мантии, на внешней границе менее, на внутренней более плотные, чем исходное мантийное вещество. Соответственно первые формируют астеносферу, вторые — внешнюю оболочку ядра.

Область, имеющая отношения к магматизму, ограничивается "тектоносферой" в интервале глубин до 700 км, включающей кору, слой Гутенберга и Голицына (геофизические слои А, В, С), в пределах каждого из которых фиксируются очаги землетрясений и существуют горизонтальные неоднородности, ниже исчезающие [64].

Астеносфера (волновод) нередко рассматривается как верхняя часть ("плюмаж") мантийного диапира (астенолита), "растекающегося" в основании литосферы [64, 90]. Предполагают, что в гетерогенной по составу, но в основном изначально ортосиликатной астеносфере периодически генерируются метасиликатные магматические расплавы, относительно обогащенные летучими, щелочными и щелочно-земельными элементами, особенно под срединно-океаническими хребтами, где астеносфера наиболее мощная и наименее плотная, но "подрезанная" снизу зоной повышенной плотности вещества слоя С [269 и др.]. Под относительно стабильными областями коры, особенно под кристаллическими щитами, астеносфера уплотнена, сокращена по мощности или вообще отсутствует.

Существующие градации внешних оболочек Земли требуют пересмотра [69]. Целесообразно, видимо, выделить единой "литосферной" оболочки (одноранговой мантии и ядру планеты), разделен-

ной поверхностью Мохоровичича на верхнюю — коровую и нижнюю — надастеносферную зоны. Состав нижней зоны не ясен, но, во всяком случае, существенно гипербазитовый и, что особенно важно, "истощенный" в отношении литофильных компонентов. Ее мощность под континентами не менее чем в 10 раз больше мощности коры. Относительно слабовыраженная граница Конрада отделяет "гранитный" слой коры от подстилающего его "базальтового" (гранодиоритового?) слоя. Выше гранитного слоя располагается осадочный чехол, гидро- и атмосферы. Граница Конрада, по А.В. Синицыну, еще и геоэнергетическая граница, до которой распространяется круговорот вещества, действующий на базе солнечной энергии.

Проблемам энергетики принадлежит важнейшая роль в выяснении закономерностей развития любых, и прежде всего магматических, процессов, в качестве основного или даже единственного энергетического потенциала которых до недавнего времени рассматривали радиоактивность. Но радиоактивные элементы, фиксируясь в коре, практически полностью отсутствуют в мантийных дифференциатах [46], и, "как подчеркивал еще Б. Гутенберг, все данные по генерации и переносу тепла от радиоактивного распада являются малообнадеживающей основой для теории" [115, с. 185].

В качестве значимых энергетических источников развития геосистемы рассматриваются "космические" факторы, обеспечивающие накопление тепла в мантии за счет приливных движений или различных скоростей вращения геосфер [3, 158, 193 и др.], а в пределах коры (выше границы Конрада) за счет солнечной радиации "минерализованной" в экзогенных процессах разрушения силикатов [218], в постмагматических процессах [72, 219] и т.д. Однако решающее значение в последнее время придается, во-первых, энергии, высвобождающейся при глубинной и коровой, в том числе магматической, "гравитационной дифференциации" вещества [48, 61, 69 и др.], равной энергии, необходимой для возвращения вещества в исходное состояние [38], и, во-вторых, "гравитационной" энергии вообще и, в частности, энергии, концентрирующейся при деформации и вдавлении внешних электронных оболочек атомов [114, 115 и др.], а также при преобразованиях молекулярных структур в более плотные в условиях высоких давлений, например оливиновых в шпинелевые или кварцевых в козситовые и затем рутиловые [72, 123, 124, 219, 274 и др.].

В самом деле, если энергия астросистем, функционирующих на атомном уровне организации материи, связана с преобразованиями этого уровня (процессы ядерного синтеза), то энергия геосистемы прежде всего должна быть связана с преобразованиями молекулярного уровня. И соответственно главный источник энергии скрыт в самом магматическом расплаве и связан с внутренним изменением его строения [274], а в целом — с дифференциацией вещества в иерархии конструктивных порядков геосистемы.

Весьма важными в этом аспекте для конструирования динамической модели геосистемы в первую очередь представляются два рубежа: 1 — связанный с переходом $Al^{VI} \rightarrow Al^{IV}$ выше границы

Мохоровичича в зоне гранитизации и 2 — связанный со шпинель-оливиновым переходом, но особенно с переходом $Si^{VI} \rightarrow Si^{IV}$ и возникновением ортосиликатных структур на глубинах более 600 км, т.е. в верхней части слоя Голицына — в корневой области тектоносферы или эдукционных зон Ю.В. Чудинова [260]. Причем если за счет алюминиевого перехода возможно, по [123], энергетическое обеспечение процессов ультраметаморфизма, то значительно более эффективный и масштабный кремниевый переход способен выделить энергию и совершить работу как минимум на один-два порядка больше. При этом в любых случаях высвобождение энергии — лишь одна сторона единства противоположностей движения [164].

В основу разрабатываемой автором модели геосистемы [164, 167—169] положены представления о спонтанном двунаправленном движении материи вовне и внутрь ее конструктивных порядков. Первое сопоставимо высвобождению энергии и деструкции области ее поглощения (рост энтропии), второе — концентрации массы и структурированию области испускания энергии (рост антиэнтропии). Высвобождение энергии при этом может осуществляться в тепловой форме, в форме подвижных вещественных дифференциатов, в форме положительной работы, связанной с разуплотнением атомно-молекулярных структур этих дифференциатов и с их перемещением от внутренних к внешним конструктивным порядкам системы. Концентрация массы связана с симметрично-противоположными процессами.

Если высвобождение энергии в процессах молекулярного уровня возможно в форме как тепла, так и работы, связанной с разуплотнением молекулярных структур, то доля энергии в форме работы должна быть обратно пропорциональна степени теплопроводности среды, экранирующей энергоисточник, а ее обогащенность некогерентными (в том числе рудными) элементами и компонентами летучих соединений — прямо пропорциональна динамической эффективности экранирования [164, 168, 169]. Рост последней за счет увеличения мощности или усиления механической сопротивляемости экрана коррелируется, таким образом, с ростом катастрофичности разрядки очаговых напряжений энергоисточника и со степенью обогащенности его дифференциатов некогерентными элементами. Реальность высвобождения энергии в "рабочей" форме подтверждается избыточными давлениями (до десятикратного) относительно литостатического, особенно мощными на уровнях астеносферы и зоны регионального ультраметаморфизма, но достаточно значительными и в зонах интрузии магмы, становления массивов и их производных [97, 111, 168, 177 и др.]. Соответственно дискретные уровни активного функционирования геосистемы намечаются в пределах верхней части слоя Голицына и перечисленных интервалов. При этом иерархия статических элементов структуры гравитационного уровня организации геосистемы может быть выражена генеральным рядом геосферы $\rightarrow$ слои литосферы $\rightarrow$ комплексы петрографических формаций $\rightarrow$ формации $\rightarrow$ породы $\rightarrow$ минералы.

Механизм взаимодействия статических элементов, определяющий

динамическую структуру системы, принципиально один и тот же на всех уровнях и связан с взаимодействиями типа "объект (энергисточник)" — "среда (энергопоглотитель)", где объект — внутренний, а среда — внешний конструктивные уровни системы. Взаимодействия осуществляются в относительно замкнутых контурах, или циклах (алгоритмах), процесса перераспределения вещества и энергии. В иерархии циклов каждый предшествующий определяет особенности данного, а данный — последующего, все более локального уровня. Следовательно, особенности завершающих, в том числе рудообразующих, циклов намечаются уже на уровне мантия $\rightleftharpoons$ литосфера. Каждый цикл данного конструктивного уровня начинается с его растяжения и деструкции под энергетическим воздействием предыдущего и завершается контракцией и структурированием после высвобождения энергии на последующий уровень. При этом область растяжения каждого последующего конструктивного уровня, во-первых, все более локальна как в вертикальном (глубинность), так и в горизонтальном (площадь) интервалах, во-вторых, реализуется на фоне более масштабных процессов сжатия предшествующего уровня. Тектоно-магматические процессы разрядки динамических напряжений энергоисточника (очага разуплотнения) каждого уровня, ограниченные вертикальным интервалом надочаговой толщи, должны быть сравнительно скоротечны в противоположность предшествующим и последующим процессам — соответственно воздымания надочаговой толщи и эрозии поднятия, прогибания области разрядки очаговых напряжений и осадконакопления.

Генеральный ряд циклов взаимодействий в рамках динамических структур может быть представлен пятью уровнями [168, 169, 171].

Мантия $\rightleftharpoons$ литосфера. Процессы и масштабы тектоно-магматического мегацикла (архейского, протерозойского, фанерозойского) в вертикальном интервале тектоносферы.

Астеносфера $\rightleftharpoons$ кора. Процессы и масштабы тектоно-магматических циклов (например, герцинского) и комплекса петрографических формаций в вертикальном интервале литосферы ниже границы Мохоровичича.

Магматический очаг $\rightleftharpoons$ надочаговая толща. Процессы стадий цикла в масштабах структурной области и петрографической формации, осуществляющиеся в интервале границ Мохоровичича и Конрада.

Дифференциаты магматического очага $\rightleftharpoons$ экранирующая толща. Процессы цикла магматической дифференциации в масштабах структурной зоны и разновидностей пород в интервале внедрения и(или) становления алло- и автохтонных магматических тел.

Дифференциаты магмы $\rightleftharpoons$ вмещающая среда. Процессы цикла рудообразования в масштабах структурного участка, минеральных ассоциаций и минералов в вертикальном интервале от рудогенного магматического очага до уровня становления рудного тела.

Качественные рубежи в этой иерархии циклов развития геосистемы

связаны со сменой доминант тех или иных форм движения материи, с изменениями структуры вещества, относительных ролей стимуляторов его дифференциации и отдельных петрогенных элементов, их координаций, места в структуре и т.д., к чему целесообразнее обратиться позже.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА И РУДОГЕНЕЗА

Прежде чем характеризовать эти особенности в макроплане, необходимо обратиться к некоторым специфическим особенностям природных магм, связанным с их молекулярной структурой. Эти особенности связаны с некоторыми, преимущественно эмпирическими, правилами и принципами [187].

Согласно принципу Ле-Шателье, диффузии подвергаются компоненты, препятствующие росту степени порядка молекулярной структуры. Диффузия распространяется от более нагретого к менее нагретому участку (принцип Сорэ). При этом система обогащается в области теплоотдачи легкоплавкими, а в области энергетического максимума тугоплавкими компонентами (соотношения взаимности Онзигера). Плагиоклазовый эффект Боуэна: из расплава, содержащего кальций, никогда не кристаллизуется чистый альбит.

"Разрыв (желоб) Дели" — широкий разрыв в степени кислотности между основными и кислыми породами, обусловленный весьма ограниченным развитием пород среднего состава, особенно в интервале содержаний $\text{SiO}_2 = 53\text{--}57\%$ [139]. С разрывом Дели связывают существование контрастных серий основных и кислых пород [18 и др.] и соответственно двух главных трендов дифференциации природных магм — боуэновского и феннеровского. Первый направлен к покислению магм и доминанте плюс-минералов, т.е. минералов (полевых шпатов и фельдшпатоидов), удельный объем которых превышает суммарный объем слагающих их окислов при росте доли ковалентных связей (степени полимеризации) и экзотермичности образования; второй — к росту основности, деполимеризации и доминанты минус-минералов (прежде всего ортосиликата) с объемом, меньшим суммы слагающих их окислов [124]. Соответственно наиболее распространены породы, содержащие (в среднем) SiO_2 в количествах 52,5 и 73,3% [272].

Факту существования разрыва Дели придается большое петрогенетическое значение, поскольку скачкообразное изменение содержания SiO_2 "заставляет усомниться в общепризнанной концепции генезиса серии базальт — трахит по механизму кристаллизационной дифференциации..." [139, с. 312].

Наконец, согласно правилу Освальда, структура минерала, выделяющегося первым из расплава, наиболее близка к изначальной структуре этого расплава [262]. Это правило дополняется "принципом Кюри", по которому, если определенные причины порождают определенные следствия, в них должны содержаться элементы симметрии причин, а также представлениями о роли минералов кумулуса и интеркумулуса в дифференциации магм расслоенных интрузий. Если это так, то изначальные структуры магматических расплавов

должны быть сопоставимы со структурами первовыделений петрогенных минералов (оливинов, пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, фельдшпатоидов), а их эволюция связана с преобразованиями этих структур. Иными словами, однородные расплавы, сохраняющие стабильность в определенном интервале *TP* режима, в какой-то мере могут рассматриваться в этом интервале как "жидкие минералы". Ввиду исключительной, как полагает автор, важности этого положения остановимся применительно к нему на краткой характеристике петрогенных минералов, большинство из которых поликомпонентные твердые растворы [112].

Оливины, преобладающие в ультраосновных и присутствующие в основных породах, — типичные ортосиликаты с изолированными тетраэдрами радикала $[\text{SiO}_4]$. Образуют изоморфный ряд от магниевого форстерита до железистого фаялита. Однако с ростом железистости и температуры в оливинах может возрастать количество кальция [279], видимо, вплоть до образования кальциевого оливина — ларнита Ca_2SiO_4 [18]. При этом изоморфные замещения катионов осуществляются, скорее всего, лишь в октаэдрической позиции без участия радикала [112]. Одна из наиболее характерных черт ортосиликатов, согласно Н.В. Белову, — возможность замены в них островных групп кремнекислородных тетраэдров равновеликими гидроксильными или фтористыми, что облегчает замену в октаэдрической позиции Mg и Fe или только Fe [138, 193] высокозарядными Ti , Pt , Nb , а также Ni , Mn , Co и другими переходными металлами.

Изоморфные ряды пироксенов — метасиликатов с непрерывными одинарными цепочками тетраэдров $[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — включают разновидности, входящие на правах породообразующих минералов в ультраосновные, основные и щелочные породы. В первом случае это преимущественно ортопироксены, образующие непрерывный ряд, подобный оливиновому: энстатит $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — ферросилит $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$; во втором — структурно заметно отличный ряд твердых растворов клинопироксенов: диопсид-геденбергит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — авгит $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ — эгирин-авгит $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — эгирин $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ [138]. В отличие от оливинов главные катионы в структуре клинопироксенов могут занимать и модификационные и комплексобразующие позиции. По сравнению с прочими петрогенными минералами (кроме амфиболов) пироксены имеют, во-первых, наибольший диапазон кристаллохимических вариаций с участием в качестве элементов-хозяев Mg , Fe , Ca , Na , Al , Si , O (в клинопироксенах и особенно в авгите), т.е. всех (кроме калия) главных элементов силикатов, а также Li , при легкости инверсий моноклинный $\rightleftharpoons$ ромбический пироксены, особенно в присутствии щелочей [85]; во-вторых, наибольшую изоморфную емкость, особенно в катионных звеньях, возрастающую с ростом щелочности [112, 279 и др.]; в-третьих, при общих вариациях содержания $\text{SiO}_2 = 48\text{--}64\%$ способность, с одной стороны, к значительному избыточному обогащению SiO_2 (до 8,5%), а также Al_2O_3 (до 16,7%) за счет эсколоитового минала, а с другой —

к существенному обеднению этими компонентами за счет минала Чермака [212, 222]. Примечательна способность алюминия к вхождению в радикал с соответствующей сменой координации. В условиях мантийных давлений в пироксенах резко повышается содержание калия. Теоретически допускается даже существование калиевого пироксена [70], подобно литиевому пироксену — сподумену. Помимо того, пироксены способны к образованию широких серий твердых растворов с оливином, плагиоклазом и нефелином [189, 279]. Характерны симплекситовые срастания пироксенов с плагиоклазом и альбитом, структуры распада с обособлением ромбического пироксена в моноклинном [138]. Электронной микроскопией установлены включения амфибола и шпинели в моноклинном пироксене.

Амфиболы отличаются от пироксенов вдвоенными цепочками тетраэдров и еще большим диапазоном вариаций по всем параметрам, что отвечает их греческому названию (*amphibolos* — неясный), наличием в структуре гидроксила или фтора, резко повышенной изоморфной емкостью всех структурных звеньев молекулярного поля, в том числе по отношению к щелочам и, что особенно важно, к калию.

Таким образом, изоморфные ряды пироксенов и амфиболов включают разновидности, входящие на правах петрогенных минералов в составы ультраосновных, основных и отчасти щелочных пород. Их главные катионы типоморфны как для ультраосновных — основных (Mg , Fe), так и для кислых и щелочных (Ca , Na , Al) магм. При этом их отдельные разновидности могут обеспечивать, с одной стороны, рост Fe и Mg при примерно неизменном содержании SiO_2 , с другой — рост SiO_2 наряду с Na и Ca при умеренном росте железистости [18, 204], т.е. способствовать эволюции как по феннеровскому, так и по боуэновскому тренду. Наконец, в условиях *TP* режима, промежуточного между мантийным и коровым, они способны концентрировать калий в петрогенных количествах.

Полевые шпаты в целом при $T > 700^\circ\text{C}$ — полная серия твердых растворов альбит — калиевый полевой шпат — анортит, концентрирующая в гранитах 70—80% Pb , Sr , Be , Rb , W , Mo и значительную часть других литофильных элементов [136, 288 и др.].

Плагиоклазы — алюмосиликаты с непрерывной трехмерной решеткой тетраэдров — петрогенные минералы всех, но прежде всего основных и особенно кислых пород. Их изоморфный ряд $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ на своем анортитовом полюсе, по мнению Н.В. Белова [18], может быть отнесен, однако, к ортосиликатам $\text{CaAl}[\text{SiO}_4]_2$, т.е. к структурной композиции, свойственной оливинам. И хотя изоморфизм Mg и Ca невелик, эти элементы образуют "двойные соли", где занимают сходные структурные позиции [125]. На альбитовом полюсе плагиоклаз — типичный каркасный алюмосиликат, способный при высокой температуре (более $600\text{--}700^\circ\text{C}$) образовывать непрерывный ряд твердых растворов с калиевым полевым шпатом при участии кальция.

В ряду $An \rightarrow Ab$ последовательно возрастает количество SiO_2 (от 43 до 69%) и снижается количество Al от отношений $\text{Al}:\text{Si} = 1:1$

до 1:3. При этом плагиоклазовый эффект Боуэна свидетельствует о ведущей структурообразующей роли кальция, обеспечивающего косвенно более сильные связи в радикале за счет уменьшения в нем количества алюминия. Наименее устойчива структура плагиоклазов в двух интервалах — N 5—23 и N 30—72 [230], т.е. в разновидностях, свойственных породам, переходным соответственно к ультракислым и ультраосновным. В целом плагиоклазовая структура отличается от пироксеновой значительно меньшей и более избирательной изоморфной емкостью. Для плагиоклазов характерны антипертиты калиевого полевого шпата, а также ирризация кристаллов вследствие их распада на альбит и андезин и выпадения пластин гематита, ильменита и самородной меди.

Калиевые полевые шпаты — типичные каркасные алюмосиликаты с радикалом $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, содержащие около 65% SiO_2 . Они являются петрогенными минералами только кислых и средних, преимущественно вулканических (ортоклаз, анортоклаз), кислых и щелочных преимущественно интрузивных (микроклин) пород. Практически никогда не кристаллизуются в упорядоченном состоянии [150]. Их решетчатость — пересечения альбитовых и периклиновых двойниковых ламелл при инверсии моноклинной симметрии в триклинную [293]. Однако по сравнению с плагиоклазами калиевые полевые шпаты имеют более "жесткую" решетку [137]. Они единственные из петрогенных силикатов, в которых калий (более слабый организатор структуры по сравнению с Na и особенно Ca) является главным катионом. Калиевые полевые шпаты всегда содержат более или менее значительные примеси Na (в микроклине Na, Rb, Cs), но непрерывного изоморфного ряда с альбитом не образуют. Характерны, однако, пертитовые и антипертитовые сростания микроклина и плагиоклаза, так же как графические сростания с кварцем. В анортоклазе довольно часты $\text{Na} > \text{K}$ и присутствие Ca в количестве до нескольких процентов. Изоморфная емкость калиевополевошпатовых структур ограничена.

Фельдшпатоиды — петрогенные минералы исключительно щелочных пород. Подобно полевым шпатам, имеют каркасную структуру, но с дискретными $[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ и $[\text{AlSiO}_4]$ группами радикала и непостоянным составом. Поэтому структуры фельдшпатоидов в какой-то мере промежуточны между оливиновыми и полевошпатовыми (по Н.В. Белову, нефелин более сопоставим с анортитом, нежели с альбитом). По сравнению с полевыми шпатами фельдшпатоиды обладают повышенной изоморфной емкостью, особенно, подобно островным ортосиликатам, по отношению к весьма разнообразным в данном случае компонентам летучих соединений (ОН, F, Cl, CO_2 , S и др.). Содержания SiO_2 колеблются в интервале ~ 34—55%. Главным катионом-модификатором является натрий. Считается, что письменные сростания калиевых полевых шпатов и нефелинов — результат распада твердых растворов, так же как сростания калиевого полевого шпата с кварцем и плагиоклазом.

Итак, наиболее примечательны следующие особенности молекулярных структур петрогенных минералов

1. Примерные плотности минеральных структур по отношению к кварцевым следующие: фельдшпатоидных 0,9—1,0, калиевополевошпатовых 1,0, плагиоклазовых 1,0—1,1, амфиболовых 1,1—1,3, пироксеновых 1,2—1,4, оливиновых 1,3—1,7. Видимо, тот же порядок соотношений плотностей сохраняется и в расплавах этих минералов, а интервалы плотностей каждого из них обусловлены изоморфными рядами.

2. В изоморфных рядах пироксеновых и амфиболовых структур возможны вариации всех главных катионов петрогенных силикатных соединений, кроме калия; в оливиновых — лишь Mg и Fe, отчасти Ca; в плагиоклазовых — Ca и Na, а также Al, Si; в калиевых полевых шпатах и фельдшпатоидных — лишь ограниченные K и Na с доминантой калия в полевых шпатах и натрия в фельдшпатоидах.

3. Пироксеновые и амфиболовые изоморфные ряды на своих Ca—Na полюсах тяготеют к ассоциациям с плюс-минералами, а на Fe—Mg — к ассоциациям с минус-минералами.

4. Минимальные вариации в содержаниях SiO_2 свойственны полярным — оливиновой и калиевополевошпатовой структурам.

5. Максимальная изоморфная емкость по отношению к "гостевым" элементам характерна для пироксен-амфиболовых структур, а минимальная — для оливиновых и кварцевых — полярных по степени полимеризации.

Таким образом, по всем перечисленным параметрам пироксены (в основном моноклинные) и амфиболы занимают промежуточные (объединительные) позиции. И если основная роль в формировании молекулярных структур силикатов принадлежит Mg, Fe, Ca, Na, K, Si, Al, O, то изоморфные ряды этих минералов в принципе способны обеспечить "строительным материалом" все остальные петрогенные минералы, к тому же на базе не слишком контрастной молекулярной структуры.

По молекулярным структурам, набору и вариациям компонентов клинопироксены и амфиболы, несомненно, находятся в исходной точке разнонаправленных боуэновской и феннеровской последовательностей, т.е. воплощают в себе еще одну "магическую" точку соприкосновения противоположностей развития.

Фельдшпатоиды и калиевые полевые шпаты не образуют непрерывных изоморфных рядов, но имеют наименьшую плотность, наибольшую полимеризацию и, главное, в условиях земной коры выше границы Конрада являются единственными петрогенными минералами, содержащими калий в качестве главного организатора структуры.

Если смена минеральных форм силикатов связана с изменениями их элементного состава и молекулярной структуры, то изоморфные ряды минералов обеспечивают постепенные (эволюционные) механизмы смены форм, а изменения молекулярных структур — скачкообразные (революционные) тем более катастрофические, чем значительнее структурные преобразования, нарастающие относительно пироксеновой структуры в последовательности амфи-

болы — оливины — плагиоклазы — фельдшпатоиды — калиевые полевые шпаты.

Если, согласно кинетической теории жидкостей, правилу Освальда, принципу Кюри и учению о кумулусе и интеркумулясе, структуры и закономерности эволюции магматических расплавов сопоставимы с таковыми петрогенных минералов, то все сказанное выше применимо к анализу эволюции и взаимосвязей расплавов и их дифференциатов, особенно если согласиться с А.Г. Жабиным [77] в том, что биогенетический закон Геккеля—Мюллера (как и иные основные законы биогенетики) распространяется на геогенетику.

Что касается рудогенеза, то если рудные элементы являются "гостевыми" в молекулярных структурах петрогенных силикатов, то их пути и судьбы в ходе эволюционных и революционных преобразований силикатных расплавов должны определяться противоположностями: с одной стороны, изоморфизмом с главными элементами реальных молекулярных структур и изоморфной емкостью их звеньев, с другой — стремлением к химическим связям с теми или иными компонентами потенциальных летучих соединений. Следовательно, для концентрации какого-либо рудного элемента необходим такой ход преобразования (дифференциации) исходного силикатного расплава, при котором изоморфные с ним петрогенные элементы и способные к химическим связям компоненты летучих соединений обособлялись бы в составе последовательных, все более ограниченных по объему дифференциатов. Можно сказать, что петрогенные элементы и "теневые" в структурообразующем отношении компоненты летучих служат своего рода "фильтрами", обеспечивающими в данном *ТР* режиме концентрацию лишь определенных групп рудных элементов и обрекающими остальные на рассеивание в кристаллических решетках и акцессориях ранних фаз дифференциации или в первичных ореолах рассеивания. При этом в отличие от гипербазитофильных рудных элементов (Cr, Pt, Co, Ni, Ti), четко изоморфных с петрогенными Mg и Fe, значительная часть гранитофильных элементов (Li, Ta, Nb, W, Mo, Sn, TR) в большей мере тяготеет к прямым или косвенным связям с Fe и Ca, нежели с Na и K — типоморфными главными катионами гранитов. Легко показать, что, чем менее эффективны изоморфные связи рудных и редких элементов с главными катионами магм и чем прочнее их потенциальные химические связи с компонентами летучих соединений, тем в большей мере они тяготеют или к постмагматическим процессам, или к позднемагматическим — при связях с "гостевыми" комплексообразователями (B, Be, P).

Специфические особенности свойственны в этом отношении щелочным магмам в основном, вероятно, в связи с их способностью постепенно переходить в солевые расплавы и растворы при значительном участии гостевых комплексообразователей (P, S, S, Be) и широком наборе компонентов летучих соединений, свойственных различным типам магм.

Из сказанного следует, что катионы-комплексообразователи силикатных соединений — одна из точек соприкосновения минимумов и максимумов противоположностей в определении "фильтров", т.е. путей и судеб некогерентных редких и рудных элементов в общем развитии магматизма.

При всем разнообразии магматические породы и породившие их магмы разделяются на три главные группы: ультраосновные, основные и кислые¹. По распространенности и общему объему заметно преобладает основной, преимущественно эффузивный магматизм; широко распространены кислые, главным образом интрузивные и метаморфогенные, породы, значительно менее — ультраосновные, преимущественно интрузивные или протрузивные; наименьшая доля общего объема принадлежит щелочным породам.

Все перечисленные главные группы пород локализованы в определенных тектонически активных структурах земной коры — геосинклинальных, платформенных и океанических, первые из которых являются наиболее значимыми, во всяком случае для гранитогенеза [255]. И хотя классическая геосинклинальная теория ныне отрицается многими мобилистами [180], существование геосинклиналей и(или) геосинклинальных складчатых поясов как структур первого порядка, какова бы ни была их природа, остается неоспоримой реальностью, так же как и то, что их формирование связано с увеличением мощности и объема земной коры, в том числе за счет ее "гранитного слоя" [19, 75, 126 и др.]. Весьма существенно при этом, "что геосинклинальный процесс обусловлен выносом огромного количества энергии из глубин по специфическим пространственно ограниченными каналам" [269, с. 278].

В геосинклинальных поясах по латерали выделяются зв., мио- и миктогеосинклинальные (мозаично-складчатые) области. Их наиболее важные в данном контексте особенности определяются соответственно: 1 — наиболее ранним инициальным магматизмом и мощными, интенсивно смятыми в линейные складки вулканогенно-осадочными толщами на базе океанической коры; 2 — менее мощными и менее дислоцированными существенно терригенными отложениями на базе утоненной континентальной коры и литосферы; 3 — промежуточными особенностями и наиболее разнообразными фациальными обособлениями [7, 197, 255]. Вдоль внутренней — субплатформенной периферии миогеосинклиналей, а также в пределах срединных массивов выделяются пояса (часто прерывистые) или области с резким преобладанием орогенных и дейтероорогенных процессов, с субсеквентным магматизмом, преимущественно германотипной складчатостью и заметным развитием верхних (красноцветных) моласс в отличие от сероцветных, более свойственных миогеосинклинально-орогенным процессам [71, 218, 277 и др.]. Далее эти области именуются "орогенными."

¹Если не выделять в особую группу щелочные породы, подавляющая часть которых непосредственно связана с дифференциацией магм первых трех групп, являясь их поздним продуктом, хотя нередко и доминирующим.

Развитие геосинклинали — иерархия периодов растяжения и сжатия коры и (или) литосферы, в которой каждое последующее относительно локальное растяжение осуществляется на фоне более общего (по латерали) сжатия [32, 116, 182 и др.]. Со сменой периодов сжатия и растяжения коррелируются относительно кратковременные всплески магматизма [19, 73 и др.].

Тектоно-магматический цикл геосинклинального развития (по схеме Штилле—Билибина) включает четыре последовательные стадии со свойственными каждой формационными особенностями тектоники, седиментации и магматизма.

I. Начальная — заложение геосинклинальных прогибов с длительным и интенсивным осадконакоплением с инициальным магматизмом эвгеосинклиналей.

II. Средняя — формирование инверсионных поднятий, карбонатно-терригенное осадконакопление, габброидный и затем гранитоидный существенно Ca—Na магматизм батолитовых формаций эвгеосинклиналей, субсинхронный с их складчатостью (главная фаза), региональным метаморфизмом и замыканием осевого (эвгеосинклинального) прогиба.

III. Поздняя (орогенная) стадия, захватывающая преимущественно миеосинклинальные области, срединные массивы и иные относительные поднятия; формирование вторичных поднятий и геосинклинальных прогибов, в том числе с нижним (морским) моласовым выполнением; преимущественно интрузивный K—Na гранитоидный магматизм.

IV. Завершающая — позднеорогенная стадия, захватывающая ранее относительно стабильные и приподнятые области; наложенные поднятия и прогибы с красноцветной молассой; кислый и ультракислый калиевый и щелочной плутонический и вулканоплутонический субсеквентный магматизм.

Таким образом, классическая последовательность преобладающих типов магматизма в развитии геосинклинального процесса следующая: основные — ультраосновные — кислые — щелочные породы, хотя в этом ряду и немало отклонений. Тот же ряд и с теми же оговорками характеризует латеральную зональность геосинклиналей в направлении от их осевых зон к жесткому обрамлению. В том же направлении расширяются ареалы магматизма, а мантийные, по [220, 241 и др.], очаги магматизма сменяются коровыми и все менее глубинными. При этом в составе магматических пород последовательно снижаются роли Al_2O_3 , MgO , CaO , затем $FeO + Fe_2O_3$, но возрастают роли K_2O и SiO_2 , а также TiO_2 , затем Na_2O [119 и др.]. Напротив, в активизированных платформенных областях в направлении от их окраин к центру щелочность и кислотность трапповых формаций снижаются (сначала Na, затем K), но возрастают роли Al_2O_3 , CaO , $FeO + Fe_2O_3$, затем MgO , т.е. реализуется в какой-то мере зеркально отраженный ряд латеральной зональности магматизма.

Более сложные и емкие подразделения, нежели геосинклинали и тектоно-магматические циклы, — унаследованно развивающиеся

"складчатые пояса" (в понимании Ю.М. Шейнмана) или мегациклы, включающие до трех последовательно взаимосвязанных геосинклинальных поясов и циклов их развития, например каледонский, герцинский и киммерийский циклы в составе фанерозойского мегацикла развития Монголо-Охотского складчатого пояса. "Панкратонизации" (по Г. Штилле), определяющие верхние границы мегациклов, прекращают унаследованность развития структур складчатых поясов и затем сменяются глобальной деструкцией коры (эпохи "великих обновлений"), знаменующей начало нового мегацикла. В ходе каждого мегацикла (прискойского, архейского, протерозойского, фанерозойского) от цикла к циклу возрастает относительная роль завершающих стадий развития геосинклиналей, в том числе относительная роль K—Na гранитоидного и щелочного магматизма, и снижается роль начальных — эвгеосинклинальных стадий развития. То же самое происходит и в последовательности мегациклов от прискойского к фанерозойскому наряду с ростом разнообразия и контрастности структурных форм, седиментационных процессов, магматизма и рудогенеза [104, 119, 138, 164, 169, 197, 199, 226]. Отсюда классические геосинклинали свойственны лишь фанерозою. Их протерозойские аналоги — "протогеосинклинали" и архейские "прогеосинклинали (зеленокаменные пояса)" — имеют существенные отличия по всем параметрам. В геологических, как и в любых иных естественноисторических, процессах в одну реку нельзя войти дважды.

Тектоно-магматические процессы активизированных платформенных областей, развиваясь от их периферии к центру, в целом запаздывают в развитии по сравнению с геосинклинальными областями и, как полагают многие исследователи, не только являются отражением геосинклинальных циклов, но и имеют самостоятельное значение.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИТОГИ

В итоге общего определения подходов к рассмотрению проблемы генезиса гранитов и гранитогенной металлогении с позиций геосистемных представлений допустимыми представляются следующие основные предварительные выводы (с учетом предшествующих публикаций [162, 164, 166 — 169, 173]).

1. Геосистема состоит из пяти иерархически соподчиненных генеральных конструктивных уровней, результирующих ее развитие.

2. Развитие геосистемы двунаправленно, и его главный потенциал заключен в необратимых процессах дифференциации вещества на молекулярном уровне организации материи в условиях гравитационного поля планеты.

3. Высвобождение (рассеивание) энергии геосистемы осуществляется в формах теплового излучения, относительно неупорядоченных вещественных дифференциатов и работы их разуплотнения.

4. Высвобождение энергии в иерархиях конструктивных уровней геосистемы осуществляется в циклических процессах "разуплотнения и деструкции ← преобразования → уплотнения и структурирования"

каждого уровня и подуровня так, что фаза растяжения каждого последующего уровня (более локального по латерали и глубинности) осуществляется на фоне сжатия предыдущего.

5. Два важнейших рубежа преобразования вещества и высвобождения энергии в интервале тектоносферы коррелируются на молекулярном уровне с экзотермическими переходами: $\text{Si}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Si}^{\text{IV}}$ в верхах слоя Голицына и $\text{Al}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$ в интервале границ Мохоравичича и Конрада.

6. Рост анизотропии и криволинейности симметрии конструктивных порядков геосистемы во времени соответствует количественному росту параллельных рядов изменчивости (гомологов) в реализации любых геологических процессов, в том числе магматогенеза.

7. Концентрация редких и рудных элементов зависит от их реальных изоморфных и потенциальных ("теневых") химических связей в структуре молекулярного поля расплава и от термодинамического режима дифференциации расплава, обеспечивающего функционирование тех или иных "фильтров".

Наиболее общая — генеральная область соприкосновения минимумов и максимумов противоречий и противоположностей природных процессов геосистемы, выявление которых есть путь к познанию закономерностей их развития, заключена во взаимосвязанной триаде: среда (энергопоглотитель) $\leftarrow$ область взаимодействий $\rightarrow$ объект (энергоисточник). Некоторые конкретные и, как мы полагаем, наиболее важные воплощения этой триады могут быть коротко выражены следующим рядом формул: литосфера $\leftarrow$ мантия $\rightarrow$ ядро Земли; земная кора $\leftarrow$ интервал границ Мохоравичича и Конрада $\rightarrow$ надастеносферная мантия; боуэнровский тренд дифференциации магмы $\leftarrow$ разрыв Дели $\rightarrow$ феннеровский тренд дифференциации; граниты $\leftarrow$ базальтоиды $\rightarrow$ гипербазиты; кварц $\leftarrow$ клинопироксены и амфиболы $\rightarrow$ оливин; постмагматический $\leftarrow$ позднемагматический $\rightarrow$ магматический периоды дифференциации магмы; неупорядоченная фаза $\leftarrow$ мезофаза $\rightarrow$ упорядоченная фаза; газовое состояние $\leftarrow$ метастабильное (жидкое, флюидное) $\rightarrow$ кристаллическое состояние; в молекулярной структуре: катионы-модификаторы $\leftarrow$ катионы-комплексобразователи $\rightarrow$ анионы; по отношению к редким и рудным элементам: потенциальные химические связи с анионными компонентами летучих соединений $\leftarrow$ комплексобразователи $\rightarrow$ реальные химические связи с петрогенными элементами; в общем энергетическом аспекте формулы $E = F + ST$; $F \leftarrow E \rightarrow ST$.

Очевидно, все это выражает единство фундаментальных противоположностей энтропии и антиэнтропии, рассеивания и концентрации, воздымания и погружения, направлений вовне и внутрь, минуса и плюса, волны и корпускулы, наконец, энергии и массы и точки их соприкосновения или коэффициента пропорциональности, имеющего размерность пространства и времени (метрики), данных нам в ощущение реальностей двунаправленного движения (развития) материи [164].

Возвращаясь, однако, на Землю, отметим еще раз наиболее

важный, по нашему мнению, в данном контексте общий вывод о том, что по всем главным параметрам развития основные магмы занимают промежуточные позиции между кислыми и ультраосновными. На молекулярном уровне срединность их позиции находит выражение в исключительной способности основных магм к бимодальной дифференциации, завершающие продукты которой — ультраосновные и ультракислые расплавы — с позиций химической полимеризации "являются конечными продуктами дифференциации природных магм" [4, с. 559]. Однако если между основными и ультраосновными породами по содержаниям главных компонентов возможен практически непрерывный ряд промежуточных разновидностей, то между основными и кислыми возникает кремнекислородный разрыв Дели, особенно в интервале содержаний $\text{SiO}_2 = 53\text{—}57\%$ [279]. Разрыв этот совпадает со сменой главных петрогенных минералов и элементов при значительных различиях плотностей основных и кислых пород, что с позиций правила Освальда и принципа Кюри должно соответствовать смене метасиликатных цепочечных структур основных магм на каркасные кислых магм. Метасиликатные структуры, очевидно, способны сравнительно постепенно эволюционировать в ходе дифференциации в сторону ортосиликатных структур ультраосновных магм, тогда как переход к каркасным структурам сопряжен не только с резкими качественными, но и с количественными изменениями в молекулярном поле, причем в самой его радикальной основе, определяющей существование разрыва Дели и спецификацию кислых магм. Следует к тому же вновь подчеркнуть, что переход к каркасной структуре с $\text{Al}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$ экзотермичен, т.е. при определенных *TPC* условиях является самопроизвольным.

Исключительно важен тот факт, что из всех петрогенных элементов природных магм лишь один калий не способен выполнять петрогенные функции в метасиликатных цепочечных или ленточных структурах, во всяком случае в *TP* режиме корового слоя.

И наконец, еще один важный момент, связанный с разрывом Дели. Поскольку в отличие от калия кальций — один из "хозяев" метасиликатной структуры молекулярного поля, способный находиться в ней совместно с Mg, Fe в переменных количествах, а плотность молекулярного поля плагиоклаза по сравнению с калиевым полевым шпатом ближе к таковой пироксена и способна постепенно уменьшаться с ростом отношения Na/Ca и одновременно количества SiO_2 , следует ожидать, что переход от метасиликатной структуры расплава к каркасной, т.е. преодоление разрыва Дели по "плагиоклазовому тренду", должен быть значительно спокойнее, нежели по "калиевополевошпатовому тренду". Посмотрим, однако, насколько все это согласуется с природными явлениями в главных типах реальных магматических пород и магм, во взаимосвязи с особенностями геологических условий их развития.

Рассмотрим некоторые разновидности главных типов магм и пород и геологические условия их возникновения. Следует подчеркнуть, что приводимые, преимущественно по литературным дан-

ным, описания не претендуют на исчерпывающе всестороннюю характеристику главных типов магматизма и тем более на их классификацию. Основная цель — сопоставление различных видов и форм магматизма с изложенными теоретическими положениями системного подхода при особом внимании к взаимосвязям различных типов магматических пород, их разновидностей и геологических условий формирования, и прежде всего, естественно, касающихся разновидностей кислого магматизма в различных конструктивных порядках и условиях развития геосистемы.

Глава II

ГЛАВНЫЕ ВИДЫ МАГМАТИЗМА

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ

По современным представлениям, рифтогенезу предшествует широкое сводообразование с рассредоточенными на больших площадях трещинными излияниями базальтоидов. Далее, преимущественно в осевых частях сводов намечаются осевые рифты и рифтогенные трюги, происходит прогибание их и прилегающих областей на фоне интенсивного и разнообразного магматизма с непрерывными и контрастными сериями, утонение коры и литосферы в связи с их растяжением вплоть до преобразования континентальных рифтов в океанические [138]. При этом под палеорифтами фиксируются мощные положительные гравитационные аномалии, связанные, как полагают, с гипербазитовыми телами с массой, на порядок большей внедренных рифтогенных магм. Под современными рифтами, напротив, фиксируются отрицательные гравитационные аномалии за счет подстилающих их "подушек" разуплотненного вещества "корово-мантийной смеси" [52, 60, 229 и др.]. Характерно, что разуплотненные "подушки" рифтов срединно-океанических хребтов резко подрезаются снизу областями мантии с резко повышенной плотностью [268].

Магматизм континентальных рифтов не похож ни на какой иной. Нигде более не известно такого разнообразия петрографических разновидностей пород с "несистематическими геохимическими вариациями составов", зачастую на фоне высокой контрастности фаз и фаций [174]. Однако преимущественно это основной, но экстремально высокощелочной магматизм, включающий калиевые и натриевые серии, нередко завершающиеся нефелин-карбонатитовой ассоциацией пород, которую "можно рассматривать неперменной для рифтовых зон" [105, с. 19] наряду с обширными излияниями карбонатитовых лав [132]. Причем объем щелочного магматизма пропорционален величине растягивающих напряжений рифтогенеза. И это, как полагают, "проявление какого-то фундаментального механизма зарождения магмы в условиях рифтогенеза" [252, с. 101].

Рифтогенный магматизм характеризуется также отчетливой бимодальной направленностью дифференциации исходных основных магм

с широким развитием высокодифференцированных контрастных базит-гипербазитовых и кислых (риолиты, трахиты, нордмаркиты, щелочные граниты) пород при четко выраженном разрыве Дели между фенеровским и боуэновским трендами дифференциации [1, 15, 107, 174, 225 и др.]. Отношения $^{86}\text{Sr} : ^{87}\text{Sr} = 0,7034 - 0,7053$ свидетельствуют о мантийном источнике всех магматических пород рифтов [138].

В целом для габбро-базальтоидов, слагающих основной объем рифтогенных пород, характерна высокая насыщенность калием (до 4—6% и более) и, пропорционально содержанию калия, другими "несовместимыми" литофильными "LJL (large of lithophylic)-элементами" с большими R_i , при особой обогащенности щелочных пород Li, Rb, Be, P, C [50, 132, 138, 174 и др.]. Все разновидности эндогенных пород пересыщены "летучими" (ОН, Н, F, Cl, N), с преобладанием углеродистых соединений, особенно на ранних стадиях магматизма [50, 132, 174]. Его максимуму предшествуют мощные выделения ювенильных газов, которые ныне "относят к столь очевидным и типичным природным явлениям, что нередко считают процессом, не требующим доказательств" [17, с. 20]. Магматизму сопутствуют широкие и разнообразные проявления эруптивной деятельности, включающие риолитовые игнимбриты.

Особо примечательна тесная связь формирования ранних щелочных базальтоидов осевых зон современных рифтов с интенсивным поступлением ювенильных высокотемпературных гидротермальных галлоидных рассолов, обогащенных K, Na и повышенными концентрациями Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Fe сернистых и углеродистых соединений [73, 87, 224 и др.]. В палеорифтах (главным образом фанерозойских) этим зонам свойственно широкое развитие соленосных формаций в тесной ассоциации с вулканитами. По мнению В.И. Сазанского [224, с. 189], "магматические породы настолько часто встречаются среди соленосных формаций, что их, наряду с известняками, гипсами и калийными солями, можно рассматривать как составную часть соленосных формаций". Н.М. Джинаридзе [65], обобщив многочисленные данные различных исследователей, считает доказанным, во-первых, что возраст соляных толщ пассивных континентальных окраин датирует начало глобальных деструкционных процессов, инициального магматизма и рифтогенного "раскрытия" океанов, и, во-вторых, что рифтогенное солеобразование неразрывно с рудообразованием, особенно стратиформным (Pb, Zn, Ag и др. — типа Брокен-Хилл и Маунт-Айза).

В целом металлогения рифтов столь же разнообразна, как и их магматизм. Для нее характерны калийные соли и Fe—Mn минерализация красноморского типа, ильменит-магнетит-апатитовые залежи; в связи с гипербазитами месторождения Co, Cu, Ni, Pt, Cr; с щелочными и карбонатитовыми породами Fe, Ti, Ta, Nb, TR, P, Hf и др.; с гранитоидами Mn, Fe, W, Mo, Bi, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Ba, F [34, 87, 138, 225, 233 и др.]. К мощным осадочным формациям рифтов приурочены месторождения нефти и газа. И, как полагают некоторые исследователи, корни нефте-

газоносности уходят под кристаллическое основание рифтовых зон, так что "соль и нефть являются глубинными веществами — продуктами дифференциации мантии" [224, с. 191].

Характерными месторождениями палеорифтов и сопоставляемых с ними зеленокаменных поясов архея и протерозоя являются соответственно колчеданные залежи и формации железистых кварцитов [26, 34, 91, 217 и др.]. Вместе с тем эти формации в большей мере принято связывать в фиксистских моделях с инициальным магматизмом эвгеосинклиналей и нередко рассматривать его как продолжение рифтогенного.

Помимо сопоставления с авлакогенами, палеоавлакогенами и зеленокаменными поясами, рифты и их магматизм сопоставляют с офиолитовыми поясами, с дифференцированными базит-гипербазитовыми комплексами и формациями габбро-анортозит-рапакиви активизированных областей [34, 134, 217 и др.].

С ростом степени развития (раскрытия) современных рифтов в их магматических продуктах последовательно снижается роль щелочей (сначала калия, затем натрия), они становятся все менее разнообразными, вплоть до перехода в относительно монотонные толеитовые базальты океанических рифтов [50, 47, 174 и др.].

В итоге очевидно, что сводообразование, предшествующее рифтогенезу, и существование разуплотненных "подушек" в основании современных рифтов допустимо рассматривать как одну из форм высвобождения энергии мантии в виде разуплотняющегося вещества "мантийных диапиров" [283, 294 и др.], обогащенного некогерентными (прежде всего щелочными и литофильными) элементами и компонентами летучих соединений, пропорционально эффективности противостояния литосферы разуплотнению мантии. Тогда мощные положительные гравианомалии в основании палеорифтов — естественное завершение мегацикла "растяжение—сжатие" после вывода энергии мантии в форме вещественных дифференциатов в литосферу и на ее поверхность. И в этом мегацикле, по выражению А.Р. Филлота [252], заключен "фундаментальный механизм" зарождения и функционирования мегаочагов мантийного магматизма.

Если справедливы представления о парагенетической (в доступных наблюдениях интервалах коры) природе всех бимодальных серий рифтогенных магм, рассолов и солей, обогащенных калием, а также типоморфными (в том числе рудными) элементами всех типов магм, то с учетом изотопии вполне вероятно их генетическое единство в астеносферном "плюмаже" [90] мантийных диапиров. Следовательно, магматизм континентальных рифтов не дает оснований сомневаться в принципиальной возможности поступления в земную кору компонентов всех, в том числе кислых, магм в составе изначально единых дифференциатов мантийных диапиров, и в весьма значительных объемах. Широкие и нестационарные вариации составов щелочно-базальтоидных пород рифтов свидетельствуют о высокой неустойчивости (неупорядоченности) их молекулярных структур, т.е. о высокой обогащенности исходных магм некогерентными элементами. Следует, однако, принять во внимание, что обособление ве-

щества фанерозойских и особенно современных мантийных диапиров происходило в условиях наиболее мощной литосферы, эффективно противостоящей разуплотнению мантии. Естественно, что связанный с ними рифтогенный магматизм наиболее разнообразен и богат некогерентными элементами и компонентами летучих соединений по сравнению с магматизмом своих более древних аналогов — рифтогенных трогов, авлакогенов, палеоавлакогенов и т.п.

ИНИЦИАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Раннему магматизму геосинклиналей в условиях их интенсивного прогибания свойственны связанные с осевыми глубинными разломами эвгеосинклиналей подводные базальтоидные диабаз-спилит-кератофировые формации в сочетании с ограниченно развитыми трахитовыми и ультрамагнезиальными пикритовыми, меймечитовыми и коматиитовыми лавами [127, 159, 272 и др.]. При полном преобладании основных пород в составе формации их неразрывная связь с кислыми (кератофиры, альбитофиры) и ультраосновными породами вынуждает говорить о "комплиментарных триадах" инициального магматизма [243].

Генезис спилитов — одна из нерешенных проблем петрологии [138]. Спилитам свойственна шаровая отдельность с цементацией шаров, состоящих в основном из пироксена и плагиоклаза, стекловатым веществом, обогащенным хлоритом, кремнистым и карбонатным материалами, а нередко K, F, Li, Fe, Mg [147]. Известны примеры постепенного перехода по латерали спилитов в типичные траппы [276].

Несколько более поздние кератофиры (альбитофиры), реже липариты тяготеют к относительно небольшим поднятиям в пределах эвгеосинклиналей, что вызывает недоумение некоторых исследователей [66]. Кератофиры по сравнению со спилитами обычно несколько обогащены калием (K_2O до 1% и более) и обеднены Ca, Mg, Fe при содержаниях SiO_2 до 71% [272].

Для формации в целом характерны широкое проявление пузырчатых лав, экструзивные и эруптивные процессы, обилие гиадокластов, нередко с прослоями пироксенитов и плагиоклазитов. С участками переслаивания кислых и основных лав связаны яшмовые слои (с реликтами радиоляритов), обогащенные K, Na, Mg, Fe^{3+} , что дает основание к особому выделению яшмовой или спилито-кератофиро-яшмовой формации [157]. Более поздние и скромные по масштабам интрузивные аналоги инициальных базальтоидов в целом характеризуются габбровой структурой — с одинаково идиоморфными вкрапленниками плагиоклаза и пироксена (реже оливина), относительно обогащены калием и обычно входят в состав гипербазит-плагиогранит-габбровых формаций и офиолитовых комплексов.

Офиолитовые формации, нередко рассматриваемые с позиций плейт-тектоники как протрузивные фрагменты древнего океанического ложа, объединяются в гипербазит-габбро-тоналит-плагиогранитные комплексы с пиллоу-лавами в верхах разреза, перекрытого кластическими

осадками радиоляритов и ямш [69, 153 и др.]. Последние тесно ассоциируют с базальтовыми и андезитовыми автобрекчиями пиллоулав, включающих наряду с высокомагнезиальными толеитовыми разновидностями широкий спектр пород, варьирующих по SiO_2 (от гипербазитов до бонинитов и андезитов), а также миндалекаменные и вариолитовые разности с пустотами, содержащими кварц, кальцит, цеолит. С происхождением "именно этой части разреза связано больше всего разногласий" [138, с. 146]. Причем офиолитовые формации характеризуют и как "тройственный союз" габбро-гипербазитов, преимущественно основных лав, радиоляритов или ямш [95]. Все это прежде всего дает основание к сопоставлению офиолитов со спилито-кератофировыми формациями [159], во всяком случае подушечных лав верхов разреза офиолитов [138]. В то же время с начала 80-х годов многие исследователи так или иначе возвращаются к представлениям Г. Штилле, Ю.А. Билибина, В.В. Белоусова, рассматривая офиолиты как продукты (составные части) мантийного диапиризма на начальных стадиях развития эвгеосинклиналей, островных дуг или континентальных рифтов [69, 131, 197].

В офиолитах весьма примечательно наличие наряду с преобладающими толеитами и высококалиевых оливиновых базальтов, а в верхах габбрового слоя — безкорневых, нередко пегматитоподобных тел плагиогранитов и анортозитов, также обогащенных калием (до 3—4% и более), но главное — "параллельных даек" диабазов в верхах разреза [153, 205, 231 и др.]. Дайки уходят корнями в габброиды и плагиограниты и обычно рассматриваются как подводящие каналы лавовых толщ верхов разреза. При этом габброиды отличаются четкой бимодальностью дифференциации, расслоенностью, непостоянством состава и брекчированием в корнях дайковых серий. Вверх по разрезу экзозоны даек и сами дайки, внутри которых появляются обособления плагиогранофиров, также испытывают брекчирование, причем цемент брекчий и междайковые пространства в целом оказываются резко обогащенными наряду с компонентами летучих соединений литофильными элементами, прежде всего K, Si, Be, Ba, Sr [142 и др.].

В целом инициальному магматизму, таким образом, свойственны: преимущественно основной состав пород с резким преобладанием Na над K и пересыщенностью Al_2O_3 , высокий коэффициент explosивности, сброс гранитофильных элементов (прежде всего калия) во флюидных и газовых фазах, ассоциации основных вулканитов с существенно кремнистыми отложениями.

В металлогеническом аспекте с гипербазитовыми породами инициальных магматических комплексов связаны преимущественно хромитовые руды, с гранитоидами (существенно плагиоклазовыми) — повышенные концентрации Fe, Cu, Cr, Mo, отчасти Mg, Co, Ni, V, при весьма невысоких содержаниях собственно гранитофильных рудных элементов. Определяющим фактором металлогенической специализации областей инициального магматизма (преимущественно фанерозойских, отчасти протерозойских) служат колчеданные залежи.

Колчеданные формации пространственно и во времени тесно

связаны с контрастно дифференцированными, в том числе аплитокератофировыми и офиолитовыми базальтоидными сериями, непременно включающими то или иное количество кислых дифференциатов [34, 44, 159, 227 и др.]. При этом характерна высокая explosивность, наиболее резко проявляющаяся при обособлении кислых фаз наряду с анкармитовыми базальтами, резко обедненными Si, Al, Ca, Na, но обогащенными Mg, Fe, Ti, Cr, P, K. Именно с этими участками ассоциируют колчеданные залежи [82]. По мнению О.А. Дюжикова с соавторами [74], анкармиты в этой ассоциации несут редуцированные черты щелочно-ультраосновной формации, что следует особо подчеркнуть.

Колчеданная (стратиформная) рудная формация включает следующий "изоморфный ряд" месторождений: серноколчеданные → медные → медно-цинковые → полиметаллические → барит-золото-полиметаллические [22, 202 и др.]. В приведенной последовательности в геологических условиях формирования месторождений изменяются их структурные позиции, сдвигаясь от осевых к периферийным областям эвгеосинклиналей; возрастает относительная роль кристаллического фундамента или его блоков в основании прогибов; возрастают четкость проявления и количество кислых дифференциатов базальтоидов, содержания в них калия и компонентов летучих соединений.

Формирование колчеданных толщ сопровождают или предшествуют их формированию интенсивное автобрекчирование, карбонатизация и окварцевание пород, формирование кремнистых прослоев, обогащение экзоконтактных зон метасоматическими минеральными ассоциациями с высокими содержаниями K, Cl, F, S, CO_2 , характерных и для рудоносного цемента брекчиевых зон [74, 195]. При этом важнейшим условием формирования месторождений считается наличие эффективного экрана надрудной толщи.

В условиях, по всем основным параметрам сходных с колчеданными, формируются железисто-кремнистые формации зелено-каменных поясов архея и протерозоя, концентрирующие наряду с железом (особенно в протерозое) Pb, Zn, Ni, Au, Ag [26, 34, 59, 62, 89, 91, 215, 217]. Причем, подобно рудоносности колчеданных формаций, повышенные содержания германия в железистых кварцитах, по мнению О.Г. Лазура, объясняются их генетической связью с кислым вулканизмом.

В итоге следует выделить: наличие в составе инициальных и офиолитовых формаций "комплиментарных триад" и "тройственных союзов", широкое развитие плагиоклаз-пироксеновых шаровых обособлений в сублитофильном цементе спилитов, вариолитовых и миндалекаменных структур и пустот с кварцем и кальцитом в сопоставляемых со спилитами весьма непостоянных по составу пиллоулавах офиолитов, пузырчатость абиссальных лав, заметное развитие экструзивных и эруптивных форм, связанных с обособлением относительно кислых расплавных фаз или их компонентов (особенно Si, K, F) в составе флюидно-газовых отщеплений, прежде всего в связи с параллельными дайками офиолитов — подводящими кана-

лами лавовых толщ. Все это, несомненно, указывает на обогащенность исходного суббазальтоидного вещества продуктами инициального и офиолитового магматизма компонентами всех главных типов магм и на реальность сопоставления тех и других с дифференциатами плюмажей мантийных диапиров древних аналогов рифтов.

Следует отметить также общее тяготение эруптивных зон и различных форм концентраций некогерентных элементов (в том числе в рудоносных стратиформных толщах) к участкам переслаивания или иных видов разделения относительно кислых и основных фаз и фаций. При этом степень и масштабы эруптивности и степень некогерентности связанных с ней элементов, а также продуктивность стратиформных отложений достаточно четко коррелируются с контрастностью составов основных и кислых фаз.

БАЗАЛЬТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ В ЦЕЛОМ

Среди всех магматических пород базальтоиды в отличие от своих интрузивных аналогов пользуются наиболее широким распространением на материках и почти монопольным в океанах. Количество их в 5 раз превышает количество всех остальных эффузивов [188]. Для них характерны: присутствие всех петрогенных элементов главных типов магм и значительные вариации содержания этих элементов, прежде всего щелочей, особенно калия [149]; наиболее высокая газонасыщенность — содержание воды в природных базальтах достигает 15% [85]. Отсюда — малая вязкость магм (особенно при высоких давлениях) и исключительная текучесть [116, 256], высокий коэффициент эксплозивности при малых давлениях, широкое развитие пористости, пемз, туфов и туфобрекчий наряду со стекловатыми породами.

Поскольку "базальтовые расплавы имеют глубинное происхождение, в условиях умеренных и низких давлений они далеки от равновесия, и поэтому их кристаллизация сопровождается довольно многочисленными фазовыми переходами (сменой минеральных ассоциаций)" [138, с. 468] за счет функционирования жадеитовых, ортопироксеновых, лагидоклазовых, ортоклазовых и иных структурных "барьеров". Вследствие этого возникает исключительное количество разновидностей базальтов. Однако обычно выделяется 2—5 главных типов базальтов [138, 159], среди которых наряду со щелочными базальтами наиболее примечательны, во-первых, низкокальциевые толеиты, свойственные преимущественно эвгеосинклинальным и океаническим областям, во-вторых, платобазальты и трапповые формации платформ. Первые отличаются относительной монотонностью состава, высокой плотностью и минимальным содержанием компонентов щелочных и кислых магм [8, 80, 175, 188, 218 и др.]. Вторые, напротив, наиболее разнообразны по составу (если не считать рифтогенных базальтоидов), обогащены компонентами летучих соединений (ОН, F, Cl, P, S, B, Be) и литофильными элементами, и, как полагают некоторые исследователи [116, 133, 278], быстро

достигали поверхности, не испытав заметной дифференциации и потерь на своем пути от мантийных источников.

Объем океанических базальтоидов, слагающих в основном второй океанический слой, т.е. около 25% объема океанической коры, в сотни раз больше их материковых аналогов [268]. Небольшие объемы гипербазитов и коматитов среди них обычны, но оливиновые базальты малохарактерны. Судя по отдельным анализам [8, 175], содержания щелочей обычно составляют не более 3—5% с полным преобладанием натрия; колебание содержания главных окислов составляет первые проценты.

Согласно Б.П. Золотареву [80, 81], все особенности океанических базальтоидов коррелируются с таковыми структур дна океанов: I — первичных: срединно-океанических хребты (СОХ) и абиссальные плиты (таласогены по Ю.М. Пушаровскому), включающие в некоторых случаях "микроконтиненты"; и осложняющие их вторичные поднятия: II — поднятия СОХ (Исландия, о-в Пасхи и др.), III — линейно-глыбовые или асейсмические хребты (Китовый, Салаи-Гомес, Дисковери и др.), IV — сводово-вулканогенные с океаническими островами (Гавайи, Зеленого Мыса, Кокос, Наска, поднятия Хесса, Шатского, банка Роколл и др.). От I к IV структурной области мощность коры возрастает от 8—10 до 20—25 км, глубина гипоцентров землетрясений и разуплотнения мантии (предполагаемые очаги магмообразования) следующая: I 10—30 км, II 5—15 и 30—50 км, III и IV 40—90 км. Отношения ^{86}Sr : ^{87}Sr базитов типично мантийные и изменяются от 0,7026 в СОХ до 0,7070 в океанических островах.

Основные особенности базальтоидов выделяемых областей.

I. Толеиты, наиболее простые по составу, со слабо выраженным феннеровским трендом дифференциации; слагают подавляющий объем океанических базальтоидов; относительно обогащены магнием и бедны щелочами при $\text{Na}:\text{K} = 60:1$; для ранних излияний характерны повышенные содержания летучих.

II. Базальты и щелочно-оливиновые базальты с максимально выраженным (для океанических пород) феннеровским трендом. Ограниченно проявлены риолиты.

III. Щелочно-оливиновые базальты и трахибазальты со слабо выраженной бимодальностью.

IV. Щелочные оливиновые базальты, фонолиты, анкармиты, трахиты, гавайиты, муджериты; частично бозониты, меланонэфелиниты, карбонатиты с багнетит-паризитовой минерализацией типа карбонатитов Маунтин-Пасс; четко бимодальные с хорошо выраженным разрывом Дели и доминантой боуновского тренда (натриевого и калиевого). Отношение $\text{Na}:\text{K}$ составляет не более чем 6:1. В крайних разновидностях трахитов островов Св. Елены и Тристанда-Кунья содержания K_2O достигают соответственно 4,93 и 6,70%, Na_2O — 8,94 и 6,20%. Однако такие содержания "редки и отмечаются главным образом там, где можно предполагать наличие сиалического фундамента" [138, с. 317]. То же самое И.В. Луцкий [135] отмечает для островов Вознесения, Пасхи, Св. Павла.

Магматизм краевых морей с мозаичной корой — сочетание океанического толеитового и континентального щелочного и кислого. Островные дуги — резкое преобладание андезито-базальтовых серий. "Энсиалические" и "энсиматические" моря (например, Японское и Филиппинское) отличаются преобладанием магматизма, тяготеющего соответственно к континентальному и океаническому типам.

Металлогения океанов характеризуется главным образом скоплениями железомарганцевых конкреций, а также гидротермальными сульфидными рудами (Cu, Ni, Co) "черных курильщиков", типа красноморских.

Основным выводом по океаническим базальтоидам, дополняющим сделанные ранее по поводу основного мантийного магматизма, нам представляется следующий: обогащенность базальтов литофильными элементами и четкость бимодального характера дифференциации исходного расплава пропорциональны мощности коры в области излияния базальтов и вероятности наличия в ней блоков кристаллического фундамента.

"Проявления траппового магматизма в обоих полушариях Земли сходны по масштабам и впечатляют своей грандиозностью" [138, с. 68]. Так, траппы Параны занимают площадь 4 млн км² при мощности покрова порядка 800 м [114, 157].

На поверхность траппы поступают по немногочисленным и удаленным друг от друга глубинным разломам, не испытывая на пути заметной дифференциации [191, 278]. Однако исходные составы разнообразны и в целом близки к составам базальтоидов континентальных рифтов и океанических островов. Так, химический состав траппов Сибири варьирует (в %): SiO₂ 42,0—54,0, Al₂O₃ 8,9—20,1, Fe₂O₃ 1,0—9,3, FeO 2,2—17,8, MgO 1,6—18,9, CaO 4,5—20,0, Na₂O 0,6—5,1, K₂O 0—3,8 [189]. По петрохимическим признакам в Сибири выделяется до 14 трапповых формаций [133].

Траппы широко представлены оливиновыми и щелочными разновидностями, но наряду с ними изредка и "кварцевыми базальтами" [267]. Кислые фазы и фации редки, встречаются преимущественно в виде или различных взрывных проявлений и пемз, или среди интрузивных траппов — по периферии полей силлов и в составе расслоенных габбро-троктолит-долеритовых массивов в гранофировых, реже андезитовых фациях [2, 67, 151, 189]. При четко бимодальном характере дифференциации наиболее характерными крайними разновидностями обоих трендов являются максимально обогащенные магнием пикритовые долериты и гранофиры, нередко обогащенные бериллом [2]. Характерны также фельдшпатоидные породы, карбонаты и кимберлиты.

Траппам в целом, особенно их ранним проявлениям, свойственны: весьма высокий коэффициент взрывности, четко коррелирующийся с Si, K и иными литофильными компонентами в магмах; мощные экзоконтактные ореолы роговиков, существенно калиево-полевошпатовых, пироксеновых, магнезиальных, кварц-хлорит-альбитовых и альбититовых метасоматитов [67, 151, 189]. Различные виды взрывов с повышенными количествами SiO₂, щелочей и иных

некогерентных компонентов нередко занимают значительный объем (до 50%) покровных толщ. Брекчиевые трубки тяготеют к фронтальным зонам пологих силлов или к верхним участкам выклинивания крутых даек [67, 189]. Верхние горизонты траппов Параны ("мандельштейны") изобилуют трещинами и полостями (размером до 10×5×3 м) с друзами аметиста, достигающими по весу 70 т [156].

Петрогенные минералы траппов обогащены изоморфными примесями литофильных (Li, Be, B, Ta, Nb, Mo, TR, Sn, Cl, F, P и др.), а также сидеро- и халькофильных (Pb, Ti, V, Ni, Co, Sc, Cr, Zn, Cu, Fe и др.) элементов [138]. Преимущественно с траппами связаны руды: сульфидные Cu, Ni, Co, полиметаллические Pb и Zn, окисные Fe, обогащенные Mg, а также цеолиты.

В целом вариации составов у базальтоидов значительно выше, чем у гранитоидов и гипербазитов, вместе взятых. При этом наличие постепенных переходов между большинством разновидностей заставляет некоторых исследователей отказываться от сколько-нибудь четкой градации базальтоидов по типам и рассматривать их в непрерывном ряду разновидностей [85, 186]. Так, состав платобазальтов Параны варьирует от оливиновых толеитов до почти нормальных риолитов. Они включают фельдшпатоидные породы, карбонаты и кимберлиты и в целом не могут быть отнесены к какому-нибудь одному формационному типу [52]. Мафические члены этой серии сходны с базальтами даек начальной стадии раскрытия Северной Атлантики [284].

Вариации составов базальтов, как и иных пород, определяются переменными соотношениями главных элементов базальтов — Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, O, H и последовательностью кристаллизации главных минералов — плагиоклазов (N 95—20), моноклиновых и ромбических пироксенов, оливинов [49, 85, 188]. Разновидности базальтов преимущественно выделяются по фенокристам и химическим составам этих минералов. Важно подчеркнуть, что из триады главных минералов первым, как правило, кристаллизуется, образуя фенокристы, какой-нибудь один (обычно плагиоклаз или оливин, определяя соответственно феннеровский или боуэновский тренд дифференциации), хотя в краевых зонах толеитовых тел нередко наблюдаются фенокристы всех трех минералов [79, 85, 179]. Дополнительно выделяются еще "щелочной" и "анортзитовый" тренды дифференциации [80, 116].

В ходе дифференциации калий коррелируется с Mg и F, натрий — с Fe и Cl, кальций — с Fe. С калием в поздних дифференциатах базальтоидов, особенно в взрывных формах их проявления, коррелируется Li, Rb, Cs и другие литофильные элементы [2, 151, 189, 239, 246 и др.].

Реализация того или иного тренда при одном и том же составе магмы зависит от термодинамического режима, т.е. от геологических условий дифференциации, что подтверждается экспериментами [57, 79, 243 и др.].

Щелочные базальты, о которых уже говорилось в связи с рифтогенезом, "относятся к особой генетической группе, близкой по свойствам как к гипербазитам, так и к гранитоидам" (Геологический словарь, 1978, т. I, с. 64). Они отличаются повышенной взрывностью,

содержат нодулы гипербазитов, обогащены OH, F, Cl, литофильными элементами, а также Ti, Sr, P [49, 188]. Особый интерес представляет группа калиевых щелочных базальтов (содержания K_2O достигают 5,0% и более), наиболее обогащенная литофильными элементами, в том числе Li, Rb, Nb, Be, B в количествах, превышающих свойственные нормальным гранитам [2, 239, 243, 250 и др.].

Весьма примечательно, что если обособление щелочных пород в базальтовых сериях происходит сравнительно спокойно — по мере роста натрия (альбитовой составляющей плагиоклаза) и снижения количества Mg и Fe при незначительных изменениях в содержании SiO_2 , то обособление кислых дифференциатов, связанное с "прыжком" через разрыв Дели, всегда более или менее катастрофично и осуществляется преимущественно во "флюидно-силикатных" фазах [146]. Причем с ростом кремнеземности базальтовых лав их взрывная способность резко возрастает даже при неизменных содержаниях летучих [85]. Это и естественно, поскольку прыжок через разрыв Дели связан с резким увеличением объема ("интрузивного давления") расплава при переходе его от цепочечной к каркасной структуре и со значительным высвобождением энергии при смене координации $Al^{VI} \rightarrow Al^{IV}$.

Характеризуя природные варианты таких переходов, к сказанному ранее можно добавить, что в Исландии среди толентов спорадически развиты эксплозивные, в том числе игнимбритоподобные, риолиты, извержение которых неизменно завершается резкими компенсационными проседаниями блоков коры. Толщи базальтовых потоков Виргинии и Коннектикута (США) в своих краевых частях переслаиваются с калиевыми трахитовыми кристаллокластическими туфами [252]. С базальтовыми лавами Кьюиноу связаны экструзии калиевых липаритов [243]; с мощными излияниями толентов островных дуг (Бонинской, Марианской, Тонга-Кермадок и др.) — пемзы липаритов, резко обогащенных железом [146]. Вместе с тем следует указать и на многочисленные примеры ликвационных кислых сферолитовых и вариолитовых включений в базальтах [138, 266], в том числе в базальтах Луны с содержаниями (в %): SiO_2 75,4, Al_2O_3 11,5, FeO 2,5, MgO 0,26, CaO 1,8, Na_2O 0,37, K_2O 6,5, TiO_2 0,5 [297]. С помощью микрозонда в платформенных базальтах устанавливаются включения кремния, силицидов и силикатных фаз, содержащих (в %): SiO_2 78,0—93,2, Al_2O_3 3,0—11,3, K_2O+Na_2O 1,2—6,0 [178].

В головной части долеритовой дайки Бревен (Центральная Швеция) осевая часть, составляющая местами до 75% объема, представлена гранофиром.

Геотектонические позиции базальтоидов неизменно связаны с глубинными (мантийными) разломами. В то же время по сравнению со всеми остальными типами магматизма (не исключая габброидного) базальтоиды имеют наименее четкую приуроченность к каким-либо зонам по латерали. Они известны практически во всех структурных областях, но все же резко доминируют в диаметрально противоположных ситуациях: в эвгеосинклинальной и океанической, с одной стороны, и в платформенной — с другой. И в том и другом случае

они связаны с наиболее значительными региональными или даже планетарными рифтогенными разломами, знаменующими начало развития структур очередного мегацикла, но в условиях резко различных термодинамических режимов и степеней раскрытия рифтов. Вместе с тем, судя по прямым взаимосвязям континентальных и океанических рифтов, примерам латеральных взаимопереходов трапповых и спилито-кератофировых формаций, доминанте толентов в обеих крайних ситуациях, трапповый магматизм платформ по своей сути вполне сопоставим с эвгеосинклинальным (инициальным) и океаническим.

Тем не менее инициальный магматизм складчатых геосинклинальных поясов закономерно сменяется во времени и в пространстве широкой гаммой последующих магматических формаций тектоно-магматического мегацикла и циклов вплоть до орогенных и посторогенных, а траппы во всем своем объеме — единственные, в сущности, проявления магматизма в режиме платформ, во всяком случае их внутренних областей, независимых от соседних геосинклиналей.

В металлогеническом аспекте собственно базальты выглядят малопродуктивными. Промышленные концентрации рудных элементов тяготеют к их дифференциатам — преимущественно ультраосновным (сидерофильные и халькофильные элементы) и щелочным (сидерофильные и литофильные), а также к участкам обособления кислых фаз и фаций (халькофильные и литофильные). Вместе с тем базальтам свойственны повышенные кларковые концентрации Ti, Fe, Mn, Ni, Pt, Cu, Zn, V, Sc, P [57, 116, 188, 189]. В океанах, где абсолютно доминируют базальты, обычно вне прямой связи с магматизмом формируются грандиозные (значительно превышающие "континентальные") запасы Mn и Fe, а также Co, Cu, Ti, Ni и отчасти Zn, Mo, Pb и других элементов в составе железомарганцевых конкреций, хемогенно-осадочных и стратиформных толщ [261, 233, 286], тяготеющих к зонам магмовыводящих разломов. В пределах континентального шельфа и склона известны соляные диапиры, с которыми ассоциируют нефть и газ, во внутренних областях океанов — залежи фосфоритов. В океанической воде растворены весьма значительные количества почти всех рудных, в том числе литофильных, элементов. Расчеты свидетельствуют о невозможности накопления всех этих компонентов за счет их сноса с материков. Более того, "ни один из известных рудообразующих процессов не может быть приложен к данному случаю. Чтобы объяснить появление этих неисчерпаемых запасов, потребуется предположить нечто совершенно грандиозное, на многие порядки превышающее по масштабам и эффективности все известные источники руд на континентах" [122, с. 39]. Все это особо примечательно в свете современных концепций ювенильного происхождения океанических вод и их солевого состава [108, 216, 218 и др.]. И вполне вероятно, "что огромные, многократно повторяющиеся в истории Земли излияния базальтов, ведущие к дегазации мантии...задали соленость Мирового океана" [99, с. 1314—1315].

В итоге достаточно очевидно, что базальтоиды в любых своих ипостасях, во-первых, имеют мантийные корни и являются

наиболее объемными продуктами общего магматизма планеты; вторых, суть базальтоидов определяется в отличие от всех остальных магм широкими вариациями химических составов (в том числе по SiO_2), превышающими таковые гранитов и гипербазитов, вместе взятых, и, главное, бимодальностью дифференциации наиболее отчетливой в рифтогенных и трапповых вариантах; в-третьих, они характеризуются относительной непрерывностью феннеровского тренда, вплоть до гипербазитовых фаз (при соответствующих вариациях фенокристов изоморфных рядов клино-, ортопироксенов и оливинов), и дискретностью боузовского тренда в связи с разрывом Дели. Причем если преодоление последнего относительно спокойно при Ca—Na специализации кислых фаз (в том числе в специфическом анортозитовом тренде), то с ростом относительной роли калия в сочетании с кремнием (влекущей за собой резкую обогащенность и иными литофильными элементами наряду с компонентами летучих соединений) быстро возрастает резкость этого разрыва, вплоть до взрывной. При этом обогащенность базальтоидов щелочными и гранитофильными элементами (особенно калием) пропорциональна мощности и сохранности кристаллического фундамента областей их формирования.

При наиболее широком спектре различных, в том числе редких и рудных, элементов в составе базальтоидов последние сами по себе, как и их интрузивные аналоги — габбро, практически нерудоносны в отличие от своих ультраосновных и щелочных, отчасти кислых дифференциатов, а также от связанных с базальтами хемогенно-осадочных, в том числе стратиформных, толщ, т.е. образований, связанных, скорее всего, с отщеплениями изначальных суббазальтоидов. Значительные масштабы таких отщеплений наиболее четко и непосредственно подтверждаются на примере трапповых формаций.

Все это в полной мере согласуется с предполагаемой позицией базитов и их петрогенных минералов (прежде всего клинопироксенов) в области соприкосновения минимумов и максимумов противоположностей общего развития магматизма.

ГИПЕРБАЗИТЫ

Изотопные отношения $^{86}\text{Sr}:^{87}\text{Sr}$ в основном в интервале 0,7020—0,7040 [138] указывают на мантийный генезис гипербазитов. Однако, как полагают, мантия не может продуцировать непосредственно гипербазитовые магмы, являющиеся дифференциатами мантийных базитов, но в отличие от них при весьма ограниченном развитии своих эффузивных аналогов — пикритов и коматитов [11, 138, 264 и др.]. Последние резко обогащены MgO при $\text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3$ и обеднены щелочами. Отличаются особой, "спинифексовой" структурой: фенокристы, иногда радиально-лучистые агрегаты оливина (с преобладанием фоялитовой составляющей) в мелкозернистом авгите с небольшим количеством плагиоклаза, местами с магнетитом, хромитом, сульфидами никеля, стекловатыми агрегатами [28, 228, 259 и др.].

По сравнению с остальными главными типами магматических пород гипербазиты отличаются наименьшим числом разновидностей, выделяемых в основном по первовыделениям, соотношениям и составам оливинов и пироксенов, отчасти основных плагиоклазов, т.е. по Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} и Ca при минимальных количествах SiO_2 (30—40%), Al_2O_3 (1,5–5,0%) и максимальных MgO (20—40%). Между всеми разновидностями гипербазитов, а также между гипербазитами и базитами (габбро) существуют взаимопереходы — постепенные или через участки полосчатых текстур [28, 95, 188 и др.].

Выделяются две главные группы гипербазитовых комплексов — альпинотипные, или офиолитовые, эвгеосинклинальных областей и расслоенные ("стратифицированные") комплексы платформ [188, 272]. Первые, в основном малопродуктивные, представлены главным образом гарцбургитами, лерцолитами и дунитами, при ограниченном развитии пироксенитов, и нередко рассматриваются как реститы верхней мантии и "закономерно принадлежат к "начальному" магматизму геосинклиналей вместе со спилито-диабазовой формацией..." [20, с. 6]. Вторые — более разнообразны, зачастую весьма продуктивны и могут быть разделены на две или три подгруппы, одна из которых представлена обособленными сложными массивами типа Бушвельд, а другая связана с трапповым магматизмом и включает субинтрузивные массивы норильского типа, кимберлиты и разнообразные ультраосновные — щелочные формации.

Расслоенные интрузии слагают лополиты, уплощенные межформационные массивы с подводящими крутыми каналами, трещинные, воронко- и дайкообразные тела, как правило, с субгоризонтальной расслоенностью, параллельной экранирующей интрузию толще [11, 86, 240, 272 и др.]. Однако в зонах сужения воронкообразных тел слои испытывают тенденцию к склонению в глубь подводящего канала. Известны также трещинные тела, такие, как дайки Биннерингли в Австралии, с субвертикальной параллельной контактам расслоенностью [254]. То есть ориентировка расслоенности, скорее всего, параллельна фронту телоотдачи.

Наиболее представительный Бушвельдский расслоенный массив снизу вверх слагает [11, 188, 240] габбро-норитовая "зона закалки", четко расслоенная "базальная" зона с чередованием перидотитов, норитов и пироксенитов; ее сменяет "критическая" зона переслаивания норитов, пироксенитов, плагиопироксенитов и анортозитов; переслаивание завершается рудоносным "рифом Меренского" на границе с наиболее мощной Главной габброидной зоной переслаивания габброидов (основной объем) с норитами, пироксенитами и анортозитами. Верхняя зона — переслаивание трактолитов, габброидов, анортозитов, ферродиоритов, диоритов и сиенодиоритов со слоями магнетитовых руд.

Риф Меренского — пегматоидные оливиновые пироксениты, сменяющиеся норитами и затем анортозитами ("цикл Меренского"), содержат обильную вкрапленность Cu—Ni сульфидных руд, платиноидов, а также минералов As , Te , Sc , Sb , Bi , Os , Ir и др. По мнению К.А. Каузинса [92], объяснение резкой смены составов пород, находящихся

выше и ниже рифа Меренского, и возникновения минерализации рифа — ключ к пониманию генезиса всего комплекса Бушвельда.

В составе Верхней зоны известны обособления и секущие тела гранитных пегматитов. Выше располагаются амфиболовые граниты и гранофиры, переходящие в рудоносные (Sn, Mo, Au, сульфиды Pb, Zn) турмалиновые "красные граниты" Бушвельда, завершающиеся лейкогранитами, лептитам и фельзитами апикалей массива [106, 240, 285].

Аналогичная в принципе последовательность смены зон свойственна и другим крупным расслоенным комплексам (Маскос, Великая дайка, Бураковско-Ангозерский массив, Скергаард, Стиллуотер и др.) Особенно примечательно в них следующее.

1. Формирование расслоенных массивов нередко предшествуют контрастные, но единые комплексы "вулканогенных триад" — фельзитов (липаритов), диабазов и пикритов, экранирующих затем расслоенную интрузию [11, 55, 240]. Следует отметить, что в этой последовательности есть определенная аналогия с щелочно-гранитными комплексами нигерийского типа (плато Джос и др.), интрузии которых также экранируются покровами ранних комагматических эффузивов состава, суммирующего состав разновидностей интрузивных пород.

2. С бушвельдским комплексом тесно ассоциирует трансваальский комплекс ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов при заметном местами развитии кислых фаз и фаций (массивы Шпицкоп, Гленвер, Палабора и др.). Причем в массиве Шпицкоп бушвельдские граниты связаны постепенными переходами с существенно калиевыми сиенитами и нефелинитами [55].

3. В расслоенных массивах четко выражена бимодальность, в общем случае направленная от габброидов: 1 — через габбро-пироксениты к пироксенитам и дунитам, максимально обогащенным магнием и обедненным кремнеземом; 2 — через диориты к гранофирам и гранитам, обогащенным кремнеземом и калием и обедненным магнием. В массиве Маскос переход к гранофирам осуществляется через промежуточную фазу "габбро-гранофиров" [86].

4. Обособления анортозитов отмечаются среди гипербазитов, габброидов и диоритов-троктолитов при последовательном снижении номеров плагиоклаза. Существуют все промежуточные разновидности между пироксенитами и анортозитами [239], разделом которых служит смена ролей кумулата и интеркумулата между пироксенами и плагиоклазами. Взаимопереходы по тому же принципу существуют в триадах гипербазиты ← габбро → анортозиты [138, 240, 252].

5. Переходы между слоями и зонами резкие и постепенные. К их границам, особенно резким с контрастным разделением составов, тяготеют рудные тела и горизонты, а также пегматитовые обособления соответствующего состава и участки эруптивов, обычно минерализованные (Онвервахт, Дриксон и др.). Анортозиты, особенно вблизи границ с меланократовыми слоями, содержат многочисленные закономерно ориентированные включения ильменита, гематита, рутила, интерстиционные обособления титаномагнетита, магнетита, апатита.

6. Резкость переходов между слоями обеспечивается различными соотношениями плагиоклаза и оливина, пироксена и плагиоклаза и т.п. и переменностью их ролей кумулата и интеркумулата; постепенность (вплоть до "скрытой расслоенности") обеспечивается переменностью составов изоморфных рядов пироксенов, менее — плагиоклазов и оливинов. В средних (главных) — габброидных зонах расслоенность определяется также сменой орто- и клино-пироксенов. В различных контрастных слоях массивов отмечаются вариолитовые и орбикулярные структуры с составами орбикул, соответствующими составами смежных слоев, а также шлировидные и жильные обособления состава интеркумулуса материнских слоев [116 и др.].

7. В анортозитах и диоритах пироксены располагаются в интерстициях между идиоморфными зернами плагиоклаза, в габбро-норитах — наоборот. В перидотитах интерстиции между оливинами заполнены плагиоклазом и пироксеном, в дунитах — только пироксеном. В горнблендитах плагиоклаз располагается между идиоморфными амфиболами. В габбро-гранофирах массива Маскос гранофировый материал слагает основную массу между фенокристами плагиоклаза и пироксена, что сближает эти породы с лампрофирами. В гранитах идиоморфен калиевый полевой шпат.

Происхождение расслоенности базит-гипербазитовых массивов имеет различное объяснение — как следствие метасоматических процессов, кристаллизационно-гравитационной дифференциации или последовательного внедрения фаз различного состава. Аргументация первой и последней позиций представляется наиболее затруднительной по всем параметрам: условиям залегания, морфологии массивов, зон и слоев, их соотношениями и т.д. Более аргументирована вторая позиция. Но и в этом случае, по мнению Д.И. Фрих-Хара [254, с. 77—78], сторонникам этой концепции "приходится прибегать к весьма сложным построениям и многочисленным допущениям. ... В то же время расслоенный характер этих массивов, на наш взгляд, может свидетельствовать о проявлении процесса ликвации". Это тем более вероятно, что все большее число исследователей признают дифференциацию *in situ* расслоенных массивов [86, 116, 143, 272 и др.].

В соответствии с ликвационными представлениями, разрабатываемыми автором и другими исследователями, обособление и состав слоев и зон связаны с их кумулатами, т.е. с первовыделениями главных минералов, характеризующими структуру молекулярного поля изначального расплава. При этом четкость явной расслоенности закономерно пропорциональна степени и контрастности преобразований молекулярных структур дифференциатов (слоев), связанных с перестройкой их радикалов. В то же время "скрытая расслоенность" — естественный результат сравнительно постепенных изменений составов пород за счет смены элементов модификационного звена в единых изоморфных рядах пироксеновых, оливиновых, реже плагиоклазовых структур.

Наиболее дискуссионным остается вопрос о гранитах. "Вполне очевидно, что бушвельдский гранит занимает слишком большой объем,

но обедненные CaO и CO_2 по сравнению с эруптивной фазой трубок [144, 214, 237, 245]. Повышение содержания в кимберлитах Ca , K , P , Na и карбонатных соединений намечает сдвиг кимберлитов к карбонатитам, генетическое родство с которыми, при широкой гамме взаимопереходов, в настоящее время, видимо, не вызывает сомнений [36, 144, 237 и др.]. По составу кимберлиты сопоставляются также с оливиновыми меллилитами лавовых серий [16].

Таким образом, кимберлиты по ряду признаков занимают промежуточное положение между перидотитами, щелочными породами и карбонатитами в ряду дифференциатов щелочно-ультраосновных комплексов платформ.

В тектоническом отношении все рассмотренные гипербазитовые комплексы формируются в условиях эффективного экранирования магмоподводящих разрывных структур кристаллического фундамента вулканогенными и (или) осадочными толщами.

Альпинотипные комплексы в основном завершают инициальный магматизм осевых геосинклинальных прогибов и отличаются доминантой габбро-перидотитов, тесно связанных с толеитовыми базальтами при практически полном отсутствии кислых и щелочных пород в составе серий.

Четко расслоенные комплексы бушвельдского типа, характеризующаясь наибольшим разнообразием ультраосновных и габброидных пород при более или менее заметных количествах кислых, слагают обособленные массивы в трогообразных впадинах и депрессиях периферических областей платформ. По времени формирования они тяготеют к концу инверсионной или к орогенной стадии неполноразвитых геосинклиналей. Для них характерны спокойный динамический режим формирования, воронко- или грибообразная форма с резкими "пластовыми" или межформационными расширениями под экраном, перекрывающих кристаллический фундамент, отложений.

Комплексы норильского типа с их контрастным обособлением кислых и щелочных пород при преобладающем развитии габброидов в значительно меньшей мере или совсем не связаны с тектономагматическими процессами смежных, однако более полно развитых геосинклиналей.

Щелочно-ультраосновные формации — часть собственно платформенного магматизма, прямо независимого от геосинклинального. Связанные с ними карбонатиты и кимберлиты по структурным позициям различаются тем, что первые тяготеют к рифтогенным разломам в относительно внешних областях платформ, вторые — к куполовидным структурам межрифтовых или околорифтовых зон более внутренних областей платформ [245].

Все эти комплексы бимодальны, но с резкой степенью развития боуэновского и феннеровского трендов, с корнями, одинаково находящимися в габбро.

С наименее продуктивными альпинотипными комплексами связаны магматические, в основном хромитовые, руды, концентрирующиеся в магнезиальных дунитах и оливинитах, в зонах их переходов в гарибургиты [143, 188]. Связанные с пироксенитами титано-

магнетитовые руды редки, сульфидные — представлены лишь небольшими рудопроявлениями.

Наиболее богато и разнообразно минерализованы комплексы бушвельдского типа, и тем в большей степени, чем четче и многообразнее их расслоенность. С гипербазитами связаны крупнейшие магматические месторождения Cr , Pt , гнезда и обособления сульфидов (в том числе Cu-Ni); с пироксенитами и габброидами — ильменитовые и титаномagnetитовые руды с ванадием; с гранитами — нередко промышленные поздние- и постмагматические месторождения Sn , Mo , CaF_2 , TR , Au в ассоциации с сидеритом и сульфидами — месторождения Pb , Zn [86, 106, 240, 243, 285].

Для комплексов норильского типа специфична поздние- и постмагматическая сульфидная Cu-Ni минерализация, связанная с боуэновским трендом дифференциации в сторону гранофилов. Магматическая, преимущественно титаномagnetитовая минерализация, связанная с феннеровским трендом, менее значительна [179 и др.], что, видимо, согласуется с относительно ограниченным развитием гипербазитов. Степень продуктивности и степень концентрированности сульфидных Cu-Ni руд и сопутствующих Zn , Pb , Ag , Au коррелируются со степенью обогащения исходных магм серой, с количеством K и Mg , а также со степенью контрастности дифференциации.

В щелочно-ультраосновных комплексах, с их высокопродуктивными щелочными сериями и карбонатитами (Ti , Fe , P , Nb , TR и др.), преобладающим развитием пользуются магнезиальные гипербазиты и фельдшпатоидные породы при ограниченном развитии габброидов. Иными словами, здесь возрастает глубина и контрастность дифференциации исходных магм, что, видимо, и определяет их основные отличия от комплексов норильского или бушвельдского типа.

Основные различия геологических ситуаций формирования гипербазитов, как и базальтоидов, могут быть определены степенью "раскрытия" контролирующих их глубинных разломов, степенью взаимосвязи зон формирования с осевыми геосинклинальными структурами, полнотой развития последних; интенсивностью основного вулканизма и эффективностью экранирования интрузии надразломными толщами; интенсивностью тектонического режима в период формирования массивов и глубиной их становления. Если все перечисленные параметры определить в качестве "активных", кроме экранирующих толщ и обратной степени проницаемости магмовода (глубины становления интрузии), отведя им "пассивную" роль, то определится следующая зависимость.

В альпинотипном варианте максимально задействованы все активные параметры и минимально — пассивные. Результат — доминанта высокомагнезиальных "сухих" гипербазитов, сравнительно однообразных и малопродуктивных (магматические месторождения окисных руд — хромшпинелидов); основные породы эффузивные, щелочные и кислые отсутствуют; тренд дифференциации феннеровский.

В бушвельдском варианте все наоборот, исключая проницаемость и активность магмовода, близкого к геосинклинальному. Результат —

наибольшее разнообразие железо-магний-кальциевых ультраосновных и основных пород, обогащенных некогерентными элементами и компонентами летучих соединений; четкая расслоенность; наибольшее развитие высококальциевых кислых и ограниченное — щелочных пород; максимальная продуктивность ультраосновных — основных пород (магматические, поздние и постмагматические окисные и сульфидные руды) и заметная — кислых (поздние и постмагматические руды); равноценные феннеровский и боуэновский (с преобладанием анортитовой ветви) тренды дифференциации.

Щелочно-ультраосновным "карбонатитовым" вариантам в активном аспекте свойственна наибольшая магмопроницаемость (раскрытость) типично континентальных, но периферийных рифтов, а в пассивном — высокая экранирующая эффективность в основном осадочного, платформенного чехла. Результат — контрастная дифференциация высокомагнезиальных малокальциевых, но нередко обогащенных калием (флогопит) гипербазитов с обособлением фельдшпатоидных щелочных серий, резко обогащенных компонентами летучих соединений; ограниченное развитие основных и отсутствие кислых пород; высокая продуктивность щелочных и особенно карбонатитовых пород; тренд дифференциации феннеровский с отчетливой щелочной, существенно натриевой ветвью.

Щелочно-ультраосновной "кимберлитовый" вариант отличается от предыдущего лишь локализацией в более внутренних областях платформ и в тектонически относительно спокойной внешней периферии активных континентальных рифтогенных структур. Образование кимберлитов непосредственно контролируется разрывами фундамента с низкой проницаемостью, экранируясь маломощным (свидетельство относительного сводового воздымания) пластичным платформенным чехлом. Результат — отсутствие доступных наблюдению интрузивных массивов, за исключением даек с повышенной магнезиальностью, в том числе в основании кимберлитовых трубок, уникальных образований, сочетающих в себе петрогенные элементы всех главных типов магм при резкой обогащенности компонентами летучих соединений; тренд дифференциации феннеровский со щелочной, но существенно калиевой ветвью.

Норильский вариант по всем параметрам занимает промежуточное положение между тремя первыми, особенно между вторым и третьим. Результат — преобладание разнообразных габброидов с явной (кумуляты плагиоклаза и оливина) и скрытой (изоморфные ряды пироксенов) расслоенностью при ограниченном объеме дунитовых "ядер" и экзоконтактовых кварцсодержащих гипербазитов с контрастным обособлением калиево-натриевых щелочно-кислых пород; явления натриевого метасоматоза; высокая продуктивность преимущественно основных пород с пегматоидными участками и контрастной дифференциацией (поздние и постмагматические сложные сульфидные, преимущественно Cu—Ni руды с платиноидами); преобладание феннеровского тренда при заметно выраженном боуэновском с щелочной калиево-натриевой ветвью.

В итоге в расслоенных массивах максимально четко выражена

"посредническая" позиция основных пород, объединяющая генеральные противоположности феннеровского (ультраосновного) и боуэновского (кислого) трендов дифференциации. Особо выразителен при этом "демократизм" габбровой структуры с "режимом равных возможностей" (степеней идиоморфизма) для всех главных минералов триады оливин—пироксен—плагиоклаз, а следовательно, и для всех петрогенных элементов магм.

В расслоенных комплексах достаточно наглядно выражены соподчиненность калиевополевошпатового завершения боуэновского тренда его общему развитию и некоторое сглаживание разрыва Дели с помощью предшествующего кальций-натриевого звена процесса.

Геологическими условиями реализации калиевого завершения боуэновского тренда являются, с одной стороны, высокая активность магмовыводящих глубинных разломов, с другой — их эффективное экранирование в верхах корового слоя. Примечательны при этом корреляции Mg с K в лампроитах и Mg и K совместно с водно-силикатными фазами, обогащенными литофильными элементами в кимберлитовых трубках.

В расслоенных массивах весьма четко проступает связь рудных тел с участками смены пород и корреляция их продуктивности с контрастностью этих смен, зависимой от степени различия молекулярных структур смежных слоев (ликвантов). При этом ритмичная расслоенность есть сочетание "радикальной" (слои) и "скрытой" (при изменениях в модификационном звене молекулярной структуры), а также промежуточной (например, при смене структур радикалов ромбических и моноклинных пироксенов) расслоенности в их пределах. В этом отношении особенности положения и строения рифа Меренского и подобных ему образований, видимо, действительно дают ключ к пониманию генезиса расслоенных комплексов с позиций молекулярной геологии.

Наконец, формирование дунитовых (оливинитовых) ядер или обособлений массивов с обратной зональностью, широкими экзоконтактовыми ореолами и зонами "флогопитизации" по периферии ядер с позиций предлагаемых представлений имеет аналогию с формированием кварцевых ядер и минеральными ассоциациями их внешней и внутренней периферии позднемагматического процесса формирования гранитных пегматитов. Только в данном случае в условиях функционирования не боуэновского тренда, направленного к реализации максимально полимеризованной и разуплотненной каркасной окисной структуры, а феннеровского тренда с направленностью к максимально плотной и деполимеризованной ортосиликатной структуре.

ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ

Эпиграфом к книге "Щелочные породы" Х. Сёренсен взял слова Боуэна: "Щелочные породы составляют группу, которую трудно отделить от родственной им группы более распространенных субщелочных пород". Во Введении к этой книге он пишет: «Обзор литературы по петрологии щелочных пород оставляет впечатление, что в термин "щелочные породы" различными авторами вкладыва-

вается различный и иногда настолько неопределенный смысл, что в ряде случаев трудно бывает понять, какие породы объединяются этим термином» [213, с. 14].

Щелочные породы, число разновидностей которых (или, во всяком случае, употребляемых наименований) превышает 400 [279], связаны так или иначе с дифференциатами ультраосновных, основных и кислых магм. В тех или иных количествах и соотношениях они могут включать в свой состав в качестве петрогенных характерные минералы всех трех главных типов магм. И, как полагают Л.С. Бородин с соавторами [55], следует говорить не о "формациях щелочных пород", а о "щелочных формациях", в которых щелочные породы могут быть далеко не главными членами.

В целом к щелочным породам относят все разновидности с дефицитом Al и (или) Si относительно Na, K, Ca. Из их числа А.А. Маркушев [188] выделяет группу фельдшпатоидных пород, относя остальные к полевошпатовой группе с повышенной щелочностью.

Для щелочных пород характерны ассоциации лейко- и меланократовых минералов, высокая обогащенность компонентами летучих соединений и в подавляющем большинстве случаев преобладание натрия над калием [116, 139, 179 и др.]. Даже в отсутствие альбита (например, в Хибинских массивах) количество натрия в породах все равно велико за счет обогащения им цветных минералов и калиевого полевого шпата (пертиты). Калиево-натриевые и существенно калиевые серии пород развиты в основном в связи с ультраосновными комплексами сложного состава типа Сыннырского массива. В основу классификации щелочных гранитов И.Д. Батиева [14] кладет содержания в них различных темноцветных минералов.

Все области сколько-нибудь заметного проявления любых щелочных пород с некоторыми оговорками можно отнести к "внегеосинклинальным" активизированным областям [103, 179, 282 и др.]. В целом щелочной магматизм связан со структурами растяжения литосферы, с возрастанием мощности которой коррелируется степень щелочности соответствующих формаций. Их структурные позиции определены при описании ультраосновного, основного, кислого и рифтогенного магматизма. Здесь следует лишь подчеркнуть, что наиболее независимы от геосинклинальных процессов щелочно-ультраосновные, а наименее — щелочно-гранитные формации, расположенные соответственно во внутриматериковых и орогенных или дейтероорогенных областях. Характерно также узколокальное развитие щелочных пород при достаточно четком контроле продуцирующих их комплексов узкими линейными зонами разрывных нарушений, поперечными разломами и особенно участками их пересечения с продольными.

С гипербазитами связаны различные варианты, главным образом фельдшпатоидных якупирангит-уртитовых серий и карбонатитов. Из них наиболее ранние — якупирангиты, по существу, являются щелочными пироксенитами, обогащенными апатитом и магнетитом при содержаниях нефелина менее 15%; уртиты содержат более 70% нефелина, а промежуточные члены этого ряда — ийолиты и мельтейгиты —

соответственно 50—70% и менее 50% нефелина [16]. Типоморфные элементы-примеси этих пород: Ti, Mn, Co, Ni, V, Zr, Ba, Nb, TR [282].

В связи с основными породами характерны различные фельдшпатоидные сиениты, в значительно меньшей мере сравнительно лейкократовые ийолит-уртиты, а также щелочно-гранитные, щелочно-диоритовые и щелочно-монцититовые разновидности пород. Типоморфные элементы те же, что и в щелочно-ультраосновных, за исключением или в меньшем количестве Co, Ni, Zr, Nb и при несколько повышенном количестве Pb, Zn, Ga, свойственном щелочно-гранитным сериям [103, 282].

С гранитоидами связаны преимущественно полевошпатовые — сиенитовые разности, образующие с ними простой ряд пород, связанных постепенными взаимопереходами: граниты → щелочные граниты → сиениты и щелочные сиениты → нефелиновые сиениты. При этом сиениты гранитоидного ряда отличаются от габброидных несколько большей обогащенностью магнием в ущерб железу [119]. Типоморфные элементы: Ga, Be, Sn, W, Mo, Zn, Pb, Ag [282].

Таким образом, от ультраосновных к кислым формациям в сопровождающих щелочных породах наборы типоморфных элементов, свойственные ультраосновным магмам, сменяются характерными для основных, а затем для кислых магм; фельдшпатоидные разновидности пород уступают место полевошпатовым при соответствующем возрастании содержаний (в %) SiO_2 (31—47, 43—54, 50—64) [188], а также (в среднем) величин отношений Na/K. Следует подчеркнуть, что ассоциации гранитных и фельдшпатоидных пород редки и, по мнению Х. Сёренсена, "представляют собой самостоятельную, еще не решенную проблему" [214, с. 56].

От ультраосновных к кислым формациям последовательно снижаются степень обогащенности компонентами летучих соединений, рудоносность и, что особенно характерно, контрастность обособления щелочных пород. И если в связи с ультраосновным магматизмом контрастность обособления щелочных фаз такова, что нередко заставляет предполагать отсутствие не только генетической, но и парагенетической связи между ними, то взаимопереходы между гранитными и щелочными породами, как правило, вполне постепенные [28, 226]. Щелочные граниты и сиениты слагают апикальные выступы гранитных массивов, их апофизы, реже сателлиты, и их прямое родство у большинства исследователей сомнений не вызывает. Особое место среди щелочных пород принадлежит так называемым сложным платформ и занимающим структурные позиции, сходные с формациями габбро-анортосит-рапакиви и расслоенными базит-гипербазитовыми комплексами типа Бушвельда.

Такие комплексы, как гарварский в Гренландии, сыннырский в Северном Прибайкалье, октябрьский в Приазовье, ингамакит — куандинский на периферии Алданского щита, комплекс грабена Осло, монтериджийский в Канаде и дамарский в Африке, бердяшский на Урале, Хибинский и Ловозерский массивы, "кольцевые комплексы"

плато Джос в Нигерии или уайт-маунтин в Северных Аппалачах [55, 103, 210, 235, 251, 279]. Все они не сходны между собой во многих деталях и не являют единую формацию, но одинаково характеризуются уникальной сложностью состава, свойств и рудоносности, а также сравнительно высоким, а в некоторых комплексах доминирующим количеством калия. В этих комплексах в различных соотношениях и разновидностях (нередко также уникальных) представлены все главные типы пород (ультраосновные, основные и кислые) наряду с широким набором фельдшпатоидных и полевошпатовых щелочных пород, различающихся химизмом, минеральным составом и переменным идиоморфизмом петрогенных минералов [168]. В этом отношении, если отрешиться от щелочной специфики, все эти комплексы в большей или меньшей мере по геологическим позициям и петрологически сопоставимы с формациями габбро-анортозит-рапакиви и расслоенными базит-гипербазитовыми комплексами.

Особое место среди сложных щелочных комплексов занимают весьма редко встречающиеся массивы хибинского типа, доминирующий калиевополевошпат-нефелиновый состав которых близок к эвтектическому. Тем не менее они отличаются исключительно высоким разнообразием минеральных ассоциаций и минеральных видов, представленных как лейкократовыми, так и меланократовыми разновидностями, содержащими практически все, в том числе редкие, компоненты главных типов магм при широком развитии минералов-носителей Р, С, Sr, TR, а также S, F, Cl и других компонентов летучих соединений [36, 55, 103, 239 и др.]. При этом, согласно геофизическим данным, в основании Хибинского массива на глубине 4—5 км предполагается существование обширного базит-гипербазитового тела, материнского для комплекса щелочных пород [120]. Основной объем Хибинского массива представлен нефелин-полевошпатовыми породами. Ийолит-уртитовые серии составляют порядка 10% и менее общего объема. Очень характерны полосчатые текстуры за счет чередования полевошпатовых, фельдшпатоидных, мелано- и лейкократовых минеральных комплексов, а также участков, в различной степени обогащенных этими и иными (в том числе рудными) минералами и компонентами летучих соединений.

Компонентам летучих соединений, столь свойственным щелочным магмам, свойственны следующие особенности: во-первых, разнообразие (ОН, F, Cl, CO₂, SO₃, Р, В, Ве), во-вторых, ведущая роль CO₂ и F, а не ОН среди анионов летучих соединений, в-третьих, определенная избирательность в концентрации и степени растворимости, при которой CO₂ и Р наиболее свойственны фельдшпатоидным, а F и В — полевошпатовым породам [16, 55, 99, 116, 188, 214], что вполне естественно при связи первых с гипербазитовыми, вторых с гранитоидными формациями и (или) соответствующими трендами дифференциации. Фельдшпатоидные породы и в целом значительно более, нежели полевошпатовые, обогащены компонентами летучих соединений, что объясняется, согласно Дж. Бокрису, их относительной обедненностью кремнеземом и дискретностью небольших кремнекислородных анионных групп в сильно щелочных расплавах. Соответст-

венно при переходе от плюмазитовых щелочных гранитов к агпаитовым нефелиновым сиенитам давление HF в газовой фазе падает с 2,76 до 0,16 атм, несмотря на то что количество фтора в нефелиновых сиенитах резко возрастает [99].

Обогащенность же фельдшпатоидных пород CO₂ и прочность его позиций в них иногда столь велики, что CaCO₃ кристаллизуется в виде ранних фенокристов, например в ийолит-уртитах Арбарастахского массива на Алдане.

Ореолы фенитизации, пропорциональные размерам интрузивных тел, связаны преимущественно с щелочно-ультраосновными комплексами. Для щелочно-основных более характерны амфиболизация и альбитизация, менее — карбонатизация, а для щелочно-гранитных — преимущественно альбитизация [55, 103]. В то же время постмагматические процессы, непосредственно связанные с щелочными породами, как подчеркивают авторы работы [99], не характерны, а оруденение целиком имеет магматический генезис. Это дает основания полагать, что постмагматические ореолы скорее связаны не с дифференциацией щелочных магм и карбонатитов, а с особенностями их обособления на завершающих фазах дифференционных трендов главных типов магм. И, чем ближе будет молекулярная структура завершающей фазы главного тренда к структуре начальной фазы щелочного тренда, тем, очевидно, менее масштабны должны быть постмагматические процессы. Действительно, наиболее спокойные взаимосвязи ультраосновных и щелочных пород наблюдаются, когда завершающие фазы первых представлены пироксенитами, а начальные фазы вторых — якупирангитами. Напротив, при доминанте оливинитов в составе ультраосновных пород и уртитов или нефелинитов и карбонатитов в составе щелочных серий взаимопереходы резко контрастны, нередко с мощными эруптивными процессами и обширными зонами фенитизации [16, 55, 105, 214].

Подобно обособлению пироксенитов в гипербазитовых комплексах, обособление анортозитов в составе базитовых комплексов обеспечивает при недостатке SiO₂, согласно "плагиоклазовому эффекту", концентрацию Na в остаточном расплаве и формирование сиенитов [6, 103, 139, 235 и др.].

В металлогеническом аспекте с фельдшпатоидными сериями связаны крупные, иногда уникальные месторождения апатита, титаномагнетита, флогопита, вермикулита, а также (в основном в "сложных" комплексах) сопутствующая минерализация разнообразных редкоземельных, редких и рассеянных элементов. С полевошпатовыми сериями характерны месторождения колумбита, минералов фтора, хлора, скарновые и иные месторождения Fe, Cu, полиметаллов, TR, Ag, Au, Mo [103, 179, 188]. Наиболее высокие концентрации редких элементов связаны с нефелиновыми сиенитами, обогащенными калием и фтором [214].

Особенно примечательно то, что "по сравнению с субщелочными породами щелочные породы обычно обогащены рядом "несовместимых" элементов, таких, как Li, Be, Nb, Zr и TR (а также нередко Ba, Sr, P, Ti, Rb, Cs, Mo, Sn. — И.Н.), и обеднены такими элемен-

тами, как Cr, Ni, Co. Это напоминает накопление редких элементов в пегматитах..." ([213, с. 289]; разрядка моя. — И.Н.). Такими особенностями обладают в основном полевошпатовые и фельдшпатоидные породы, заметно обогащенные щелочными пироксенами и амфиболами, а также K, R, F и связанные со смежными комплексами [235, 279].

При значительном избытке CO_2 или CO_2 и P_2O_5 щелочные серии завершаются карбонатитами или камафоритами. "Фельдшпатоидные магмы способны растворять значительные количества кальцита при условии сохранения достаточно высоких температур, так же как и карбонатитовые магмы способны растворять большое количество фельдшпатоидных пород" [121, с. 7]. Известны карбонатитовые лавы (вулкан Олдоньо-Ленгаи в Северной Танзании, извержение 1960 г.), состоящие на 37% из щелочей (в основном Na) и на 49% из CO_2 , остальное — F, Cl, S и небольшое количество CaO и MgO при почти полном отсутствии SiO_2 и Al_2O_3 [55]. Подобные природные явления подтверждают теоретические и экспериментальные данные о возможности постепенных переходов силикатных расплавов в солевые с практически неограниченной растворимостью в последних компонентов летучих соединений при сравнительно низких величинах T и P [98, 99, 120, 226].

Комплексы "модельные" для щелочных пород [103] с коэффициентом агаптитности $K_a > 1$ и большей частью с $\text{Na} > \text{K}$ характеризуются антидромной эволюцией, при которой лейкократовые минералы (полевые шпаты и фельдшпатоиды) кристаллизуются раньше меланократовых (орта-, метасиликатов и слюд). Напротив, в сравнительно редко встречающихся миаскитовых сериях с $K_a < 1$ и $\text{Na} \geq \text{K}$, тяготеющих к щелочно-базитовым формациям межблоковых (наиболее проницаемых) зон активизированных платформенных областей, первыми кристаллизуются меланократовые минералы, а альбит и калиевый полевой шпат, слагающие 50—70% объема породы при 15—20% нефелина, являются более поздними [35, 103, 139, 188, 214]. При этом нефелин в миаскитовых сериях обогащается CaO, а в агапитовых обогащается SiO_2 [103].

Считается, что агапитовый или миаскитовый тренд эволюции в решающей мере определяется недостатком или избытком Al_2O_3 относительно щелочей. Однако рост агаптитности обусловлен не только ростом щелочности и не столько снижением количества Al_2O_3 , сколько ростом количества Fe^{3+} , восполняющего нехватку Al^{3+} [226, 287], а следовательно, возрастанием роли темноцветных минералов.

Вообще, для полевошпатовых и полевошпат-фельдшпатоидных пород с $K_a < 1$ характерен идиоморфизм темноцветных минералов (прежде всего пироксенов) относительно лейкократовых, а среди последних — идиоморфизм плагиоклаза относительно калиевого полевого шпата. Но с ростом лейкократовости плагиоклаз и калиевый полевой шпат меняются местами, а с ростом щелочности местами меняются в этой иерархии лейкократовые и меланократовые минералы в целом, обеспечивая смену гомодромного процесса антидромным.

В отличие от строения гранитных-щелочных массивов внутреннее строение ультраосновных-щелочных массивов зачастую "сложно и противоречиво" [266]. Так, гигантские дайки Тугтуток Гардарской провинции сложены крупнозернистыми троктолитовыми габбро, постепенно переходящими к оси в щелочные породы. В "Больших полевошпатовых дайках" той же провинции, напротив, краевые зоны трахитовые или муджеритовые, а к оси становятся все более основными. Но при этом в породе характерно появление крупных фенокристов плагиоклаза [6]. В целом гипербазиты более ранние породы, нежели щелочные, и, казалось бы, должны слагать внешние зоны дифференцированных массивов. Между тем дуниты и оливиниты довольно часто слагают их "ядра", иногда автобрекчированные и сцементированные щелочными породами, как, например, в массиве Одихинча [103]. Отметим, что в какой-то мере этот вариант также можно сопоставить (см. раздел "Гипербазиты") с процессом обособления кварцевых ядер гранитных пегматитов или скорее с полевошпат-кварцевыми жилами [168] и силекситами, но в условиях феннеровского тренда дифференциации исходной магмы.

Периферия щелочного Сынныйского массива сложена мезократовыми породами, которые к центру постепенно сменяются относительно лейкократовыми [235].

В массиве Алнэ (Швеция) наблюдаются три хорошо выраженные зоны: внутренняя — щелочные породы, обогащенные апатитом и карбонатными минералами; промежуточная — лейкократовые породы, богатые нефелином и натриевым ортоклазом; внешняя — меланократовые породы, обогащенные пироксеном и мелилитом. Подчеркивается, что дифференциация подобных зональных интрузивных тел происходила *in situ* [235].

В Бердяшском массиве рапакиви щелочные сиениты, слагающие его центральную часть, содержат "ядра" нефелиновых сиенитов. При этом на периферии массива среди рапакиви находятся обособления габброидов [55]. Орбикулярные и шаровые обособления монцонитоидов характерны для ранней базит-гипербазитовой фазы Ингамакит-Куандинского плутона [210]. Округлые, часто радиально-лучистые обособления псевдолейцита свойственны сынныритам, выполняемыми местами до 80% их объема [235]. Все это указывает, как мы полагаем, прежде всего на значительную роль ликвационных процессов в дифференциации исходных магм щелочных массивов.

В дополнение к сказанному следует особо выделить следующие особенности, относящиеся к взаимосвязям щелочных и основных, а также кислых пород.

В щелочных базальтах распространены графические и субграфические сростания моноклинных пироксенов с нефелином, плагиоклазом, мелилитом [239]. В свою очередь, нефелин и полевые шпаты щелочных пород часто содержат обильные включения эгирина или арфведсонита, которые рассматриваются как продукты распада твердых растворов, обогащенных железом [214].

Псевдолейциты, столь свойственные калиевым щелочным сериям, представляют собой сложные дактилоскопические сростки ортоклаза

и кальсилита с нефелином и располагаются в интерстициях между корродированными кристаллами ортоклаза [235].

Плагноклазовые фенокристы ромбен-порфиров грабена Осло перенасыщены калием и содержат мелкие включения магнетита, авгита, оливина, что рассматривается как результат распада твердых растворов [279].

Наконец, в щелочных базальтах полевые шпаты и нефелин слагают интерстиционный мезостазис между порфирами плагноклаза и темноцветных минералов [239]. Возрастая в количестве, мезостазис стягивается в неравномерные скопления, нодулы, обособления, вплоть до отделения в самостоятельную фазу [235]. Такая же картина характерна и для анортозитов, например, Коростенского плутона, где на отдельных участках промежутки между кристаллами плагноклаза выполняются агрегатом гранофирового состава, аналогичного составу рапакиви [27].

Для изоморфного ряда якупирангит-уртитов характерны следующие особенности: в ийолитах нефелин идиоморфен, а пироксен и другие темноцветные минералы слагают мезостазис; в урритах, наоборот, идиоморфен пироксен (диопсид), а нефелин, количество которого может достигать 70% и более, находится в мезостазисе. При этом Тилли и Йодер в серии экспериментов на природных нефелинитах показали, что при повышенных давлениях нефелиниты превращаются в существенно пироксеновые породы — пироксениты, содержащие в качестве второстепенных минералов биотит, амфибол, оливин, магнетит [279].

В риолитах "кольцевых комплексов" плато Джос (Нигерия) порфировые вкрапленники представлены кварцем и полевыми шпатами, а основная масса — тонкозернистым агрегатом, обогащенным мафическими минералами и их компонентами [289].

В связи со всеми этими особенностями взаимосвязей щелочных пород с основными, кислыми и ультраосновными целесообразно обратиться к группе пород, объединяемых под названиями "лампрофиры" и "малые интрузии".

Лампрофиры — достаточно распространенная и разнообразная группа жильных пород, образующих изредка "автономные" дайковые серии, но обычно завершающих любые, преимущественно гранитоидные магматические комплексы орогенных и особенно миктогеосинклинальных областей (разновидности лампрофиров: лампроиты, спесартиты, керсантиты, вогезиты, миннетты, комптониты, альнейты и др.). Все гранитогенные лампрофиры относятся к дайкам второго этапа по В.С. Коптеву-Дворникову [36]. По взаимосвязям, условиям формирования и основным особенностям они сопоставимы с "малыми интрузиями" и "самостоятельными малыми интрузиями" (автономными сериями), выделяемыми Ф.К. Шипулиным [273].

По валовому химическому составу лампрофиры большей частью наиболее близки к базальтоидам, но значительно обогащены щелочами (особенно калием), разнообразными компонентами летучих соединений (ОН, F, Cl, CO₂, SO₃, B, P) и в переменных количествах главными компонентами ультраосновных и кислых магм [207, 273, 296]. По

соотношению этих компонентов в основном и выделяют разновидности лампрофиров — более основные или ультраосновные (например, лампроиты) и относительно кислые или щелочные (альнейты).

В связи с гранитоидами наряду с "асхистовыми" аплитами лампрофиры рассматриваются как столь же закономерные, но "диасхистовое" завершение гранитоидного магматизма.

Характернейшими особенностями лампрофиров и сопоставимых с ними по ряду позиций малых интрузий являются непостоянство и фациальная изменчивость состава, порфировое сложение и антидромная направленность в обособлении исходных расплавов при высокой активности калия, в значительной части фиксирующегося в слюдах [36]. Порфировые вкрапленники меланократовые: пироксены, амфиболы, оливины, биотит, флогопит, реже основной плагноклаз; основная масса лейкократовая: полевые шпаты, нефелин, светлые слюды, апатит, кварц, анальцит, цеолиты, карбонатные минералы; в некоторых случаях основная масса (интеркумулус) типично гранитного состава [36, 273]. В фенокристах плагноклаза характерны включения кварца, биотита, амфибола и калиевого полевого шпата [192].

Помимо вкрапленников, в лампрофирах отмечаются более или менее крупные обособления ассоциаций и монофракций меланократовых минералов, а также лейкократовых минеральных ассоциаций. Кумулус конгидиабазов плагноклазовый, интеркумулус — микропегматитовый, состоящий из калиево-натриевых полевых шпатов (54—56%) и кварца (44—46% объема) [138]. В некоторых дайках, несмотря на значительные вариации составов по всему объему тел, намечается зональность с лампрофировой, относительно меланократовой периферией и гранит-порфировой осью [251, 296].

По простиранию лампрофировые дайки (особенно автономных серий) нередко переходят в типично щелочные фельдшпатоидные породы и далее в карбонатиты, например в монтриджийских или кандалакшских дайковых сериях.

В выделяемой Ф.К. Шипулиным ограниченной группе гомодромных малых интрузий, обогащенных Ca, Mg, Fe, начинающий кристаллизоваться первым калиевый полевой шпат оказывается переполненным (до 70% объема) включениями основного плагноклаза, амфибола, биотита, кварца, сфена [192].

Лампрофировым дайкам и особенно самостоятельным малым интрузиям нередко свойственны интенсивные экзоконтактные ореолы калишпатизации, серицитизации, хлоритизации, пиритизации и карбонатизации [36, 192, 273]. Причем обособлению летучих часто свойственна катастрофичность с образованием обширных эндо- и экзоконтактных эруптивных участков, особенно в областях выклинивания даек. И именно эти участки наиболее сопряжены с рудной минерализацией, т.е. и здесь контрастность дифференциации пропорциональна рудоносности.

Рудная специализация лампрофиров и малых интрузий разнообразна и представлена как гранито-, так и базальтофильными элементами, а также элементами, свойственными щелочным и ультраосновным породам (при тяготении к ним лампрофиров). Отмечаются по-

вышенные концентрации не только Ni, Cr, B, P, CO, TR, V, но и, что особенно примечательно, Li, Rb, Nb, W, Mo, Sn (в кандалакшских автономных сериях лампрофиров содержания Li и Nb до 0,0n %); для малых интрузий весьма специфичны наряду с рудами Sn, W, Mo, Au промышленные колчеданно-полиметаллические руды [36, 273, 296 и др.].

Подводя итоги по щелочному и "лампрофировому" магматизму, целесообразно особо выделить, что щелочные породы сочетают в себе в различных пропорциях практически все главные виды фемических и лейкократовых, полевошпатовых и фельдшпатоидных минералов и соответственно все главные (петрогенные) катионные и анионные компоненты основных, ультраосновных и кислых магм при дефиците прежде всего кремния, менее алюминия (исключая плюмазитовые щелочные серии) и гидроксильной группы, с резким обогащением иными компонентами летучих соединений (CO_2 , F, Cl, S, P) и доминирующей большей частью ролью натрия среди щелочей. Напротив, в лампрофирах преобладает калий. Они обогащены OH и B (в ущерб P), а также S, Cl, CO_2 при сравнительно нормальных содержаниях SiO_2 и Al_2O_3 .

Щелочные, преимущественно фельдшпатоидные породы и в меньшей мере лампрофиры характеризуются большим термодинамическим диапазоном кристаллизации, непостоянным составом и значительной фациальной изменчивостью, зачастую резкой контрастностью кумулюсного и интеркумуляного минеральных составов, переменностью трендов анти- и гомодромной кристаллизации, орбикулярными, полосчатыми и участковыми текстурами, разнообразными симплекситовыми, графическими и субграфическими сростаниями лейко-, мезо- и меланократовых минералов, различными видами структур распада твердых растворов.

Чем ближе к гранитному состав пород, ассоциирующих со щелочными, тем спокойнее и постепеннее взаимопереходы между ними, тем более полевошпатовым и существенно натриевым становится состав щелочных пород, возрастает роль OH, F, B, Be среди компонентов летучих, интенсивнее становятся постмагматические процессы, завершающие дифференциацию щелочных серий. Чем ближе к дунитовому состав базит-гипербазитовых магм, ассоциирующих со щелочными породами, тем катастрофичнее обособление щелочных пород, тем более фельдшпатоидным и калиевым оказывается их состав, тем выше роль CO_2 и P, тем слабее постмагматические процессы, завершающие дифференциацию щелочных пород, и интенсивнее предшествующие ей. В лампрофирах те же особенности проявляются в основном в обратной зависимости относительно состава ассоциирующих с ними главных типов пород. Но щелочность в лампрофирах (при относительной доминанте калия), так же как дефициты Si и Al, играет далеко не столь решающую роль (в отличие от Ca и Fe), как в щелочных породах, а среди компонентов летучих соединений ведущая роль принадлежит OH и S, отчасти Cl, F, CO_2 .

Продуктам дифференциации как щелочных, так и лампрофировых магм в наименьшей мере свойственна жесткая регламентация химико-минеральных составов, что выражается в большом числе разновид-

ностей пород. В то же время существует достаточно четкая зависимость по второстепенным, типоморфным и рудным компонентам между щелочными (и лампрофировыми) породами, с одной стороны, и связанными с ними завершающими фазами более ранних главных магматических комплексов — с другой.

Все это дает основание рассматривать щелочной и лампрофировый магматизм как результат обособления ("сброса") избыточных, в значительной мере некогерентных компонентов завершающих фаз эволюционных трендов главных типов магм — ультраосновных, основных и кислых — с более или менее кардинальной (революционной) перестройкой молекулярных структур расплавов. Естественно, что наиболее резко революционная перестройка связана со сменой ортосиликатной структуры радикала на каркасную в щелочно-ультраосновных формациях, наименее резкая — при обособлении щелочных расплавов от кислых и тем более субщелочных фаз, завершающих эволюцию гранитоидных магм без существенных изменений каркасной структуры радикала в "полевошпатовом" варианте щелочного магматизма (альбититы, сиениты и иные породы без ранних меланократовых кумулятов). И, чем значительнее (революционнее) перестройка, тем катастрофичнее процессы, ее сопровождающие.

В зависимости от исходного состава главных типов магм и *ТР* режимов их дифференциации в составе завершающей "избыточной" фазы сконцентрируются любые компоненты, не нашедшие прочного места в молекулярной структуре предшествующих фаз генерального тренда или (и), в его флюидно-газовых (постмагматических) отщеплениях. В первую очередь это главные и тяготеющие к ним компоненты противоположного тренда дифференциации. В этой связи совершенно естественно реализуются антидромные варианты процесса, неоднократные смены трендов, фациальные и текстурно-структурные неоднородности, резкие отщепления флюидно-газовых фаз в одних случаях и возрастание степени растворимости их компонентов в силикатном расплаве в других, особенно при реализующейся тенденции постепенной (эволюционной) смены силикатных расплавов солевыми с резко доминирующими ионными связями компонентов молекулярного поля. Поведение второстепенных и особенно рудных и редких элементов при этом нередко определяется не столько их изоморфными связями с главными элементами молекулярной структуры обособляющихся фаз, сколько их тяготением к химическим связям с анионными компонентами потенциально возможных летучих соединений, входящих в эту структуру. Это играет чрезвычайно важную роль в формировании любых эндогенных, но прежде всего постмагматических месторождений.

Точно так же широкое развитие графических структур, сложных симплекситовых и иных прорастаний минералов и распадных явлений свидетельствует в пользу, во-первых, реальности сбрасывания "избыточных" компонентов главного тренда дифференциации в щелочные или лампрофировые фазы и, во-вторых, значительной неупорядоченности изначальной структуры этих расплавов, обогащенных разнообразными компонентами. Очевидно при этом, что неупорядоченность

структуры, разнообразие состава расплава и обогащенность компонентами летучих соединений должны быть пропорциональны доле ионных связей в его структуре, что действительно и наблюдается в природе.

Однако более детальное рассмотрение всего этого — особая тема. Здесь стоит лишь еще раз подчеркнуть, что щелочные и лампрофировые магмы — своего рода "некогерентные остатки" дифференциации главных типов магм, совмещающие в себе их свойства и тренды дифференциации на специфической структурно-молекулярной основе, не свойственной в полной мере ни одному из главных типов магм — ультраосновных, основных и кислых.

В заключение общей характеристики негранитоидного магматизма целесообразно сконцентрировать внимание на следующих трех положениях.

1. Фактические данные вполне согласуются с основными теоретическими положениями, обоснованными в первой главе работы.

2. Базальтоидные магмы с их "посредническими" молекулярными структурами, совмещающими корни всех противоположностей магматизма, способны к привнесению в кору компонентов всех известных типов магматических пород. Это особенно вероятно с учетом того, что ниже границы Мохоровичича изоморфная емкость всех структурных звеньев "суббазальтоидной" (в этих условиях) структуры должна быть существенно выше, в том числе к литофильным элементам, особенно к калию (прежде всего в специфических калиево-пироксеновых молекулярных структурах).

3. Обогащенность исходных суббазальтоидов калием, иными литофильными элементами и компонентами летучих соединений пропорциональна активности магмовыводящих глубинных разломов (амплитуде и интенсивности разрядки мантийных напряжений), а степень сохранности этих элементов в составе магматических пород пропорциональна эффективности экранирования магм в области их становления.

Глава III

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ

Гранитоиды определяют сущность развития материковой коры. В петрологическом отношении собственно граниты, особенно моношпатовые аляскиты, лишенные или почти лишенные темноцветных минералов, являются, подобно высокомагнезиальным оливинитам, крайними продуктами эволюции магм, не способными к дальнейшей спонтанной дифференциации [4, 204]. Но такие породы крайне редки, и основной объем гранитоидов — мезократовые разновидности гранодиоритов и двуполевошпатовых гранитов, относительно обогащенных темноцветными минералами. Иными словами, полный цикл гранитогенеза — явление исключительное.

По классификации Ю.А. Кузнецова выделены три главные группы гранитоидных формаций: ранние, пестрые и батолитовые. Гранитоиды подразделяются также по сумме щелочей (в %: нормальные <7,5—8,1, субщелочные 8,3—10,5, щелочные >8,3—10,5) и по степени кислотности — от кварцевых диоритов, содержащих 5—15% кварца, до аляскитов и "тарантулитов" с кварцем >50% [145, 188], по металлогенической специализации, но большей частью по геологическим позициям [28, 46, 53, 54, 69, 97, 204].

В наши планы ни в коей мере не входило ни описание всех разновидностей и особенностей гранитов, ни тем более их классификация. Характеризуются преимущественно лишь те особенности гранитоидного магматизма и геологические условия его развития, которые, как мы полагаем, могут наметить путь к решению общих задач, отраженных в названии работы.

Вотчиной постаршейских гранитоидов являются складчатые пояса — геосинклинали, в развитии которых массовое формирование гранитоидов начинается с конца инверсионной стадии и продолжается до завершения позднеорогенной (дейтероорогенной) стадии, сдвигаясь по латерали от эвгеосинклинали в глубь ее жесткого обрамления при последовательно возрастающих кислотности и щелочности магм и снижении роли Mg, Fe, Ca. Для тектонических позиций всех формаций гранитоидов характерно прежде всего тяготение к относительным поднятиям с кристаллическим фундаментом. Максимум гранитообразования падает на орогенные и позднеорогенные стадии формирования складчатых поясов [188]. В пределах срединных массивов и жестких плит в составе этих поясов и в их обрамлении существенно калиевые граниты тяготеют к внутренним областям поднятий, калиево-натриевые — ближе к их периферии, существенно кальциево-натриевые — к обрамлению этих областей.

Внедрение гранитоидов осуществляется на фоне сначала более или менее локального растяжения надынтрузивных толщ, а затем формирования наложенных прогибов, нередко с молассовым выполнением, свидетельствующим о скоротечности вертикальных движений. Будучи несомненно связаны с геосинклинальными процессами, гранитоиды вместе с тем иногда далеко проникают в глубь стабильных, в том числе платформенных, областей, особенно вдоль поперечных разломов фундамента [161, 243 и др.].

Интрузивным калийсодержащим гранитоидам свойственна, как это показал В.С. Коптев-Дворников, трехфазная дифференциация: главная фаза двуполевошпатовых гранитов с меланократовыми (до габброидных) фациями, дополнительная с $K > Na$ и завершающая — "жильная", которая, впрочем, может слагать и апикальные выступы, апофизы или сателлиты массивов. Меланократовые фации главной фазы, нередко занимающие значительную и даже преобладающую часть ее объема, зачастую рассматриваются в качестве гибридных, что вызывает серьезные сомнения хотя бы уже потому, что энергетический потенциал интрузивных гранитов далеко не достаточен для ассимиляции боковых пород, к тому же не всегда способных обеспечить необходимую степень меланократовости "гибридной" фазы [46, 148,

254 и др.]. От главной к жильной фазе закономерно уменьшается объем пород (в процентах от общего объема комплекса): I 80—90 → II 4—16 → III 2—4 [148]. При этом все три фазы связаны "цепочечной" последовательностью, при которой каждая предыдущая фаза является материнской для последующей, так что во взаимоотношениях фаз "интрузивные контакты в верхних горизонтах тел...ниже сменяются фаціальными ..." [33, с. 25]. Вместе с тем существуют формации габбро-гранитов, плагиогранитов, диоритовые — начальные и щелочные (Na), завершающие фазы гранитных комплексов, дайки 2-го этапа и иные варианты начала и конца интрузивного процесса, вносящие серьезные коррективы в трехступенчатую схему формирования гранитов, наиболее отчетливо выраженную лишь в малоглубинных гранитах орогенных областей.

Среди аллохтонных гранитоидных формаций с геотектонических позиций достаточно отчетливо выделяются четыре реперные группы с условными наименованиями: I — эвгеосинклинальная, II — миогеосинклинальная, III — орогенная (дейтероорогенная), IV — миктогеосинклинальная, между каждой из которых существуют промежуточные разновидности [171].

I. Наиболее ранние в данной группе складчатые гранитоиды контролируются глубинными разломами эвгеосинклиналей, тяготея к краевым областям последних и различным инверсионным поднятиям. "Приходят на смену существенно базальтоидным формациям, характерным для раннегеосинклинальных этапов" [138, с. 199] и коррелируются в своем апогее с замыканием эвгеосинклиналей. Массивы — обширные линейно вытянутые батолиты, связанные с полями мигматитов на больших глубинах и согласные интрузивные на средних и малых. Теперь их определяют как длительно формирующиеся (до 100 млн лет) складчатые пластообразные тела с вертикальной мощностью до 10—15 км [188] при значительных интервалах изменения составов. Так, например, в комплексе Као-Банг (Вьетнам) содержания SiO_2 изменяются от 40 до 70%. Взаимоотношения между разновидностями пород преимущественно фаціальные. Тесно связанные с основным магматизмом, гранитоиды отличаются повышенной основностью, Ca—Na составом (преимущественно плагиограниты), "сухостью" и малой продуктивностью (Au, Fe, Cu, TR). Среди темноцветных минералов наиболее характерны амфиболы, слюды, менее — пироксены; среди акцессорных характерен ортит.

II. Гранитоиды контролируются "коровыми", преимущественно продольными разломами, залегают в морских миогеосинклинальных толщах; связаны с формированием наложенных прогибов, нередко выполненных сероцветной "нижней" молассой. Массивы зачастую согласные, но обычно дискордантные в верхних срезах. Основные породы (до диоритов) развиты ограничено. Главная (первая) фаза — нормальные двуполевошпатовые биотитовые граниты, вторая — двуслюдяные граниты, относительно обогащенные калием. Они обычно не образуют самостоятельных тел, оставаясь в пределах массивов главной фазы, слагая их апикали, выступы и апофизы. Третья фаза — в основном аплиты, гранит-пегматиты и пегматиты, фаціальные и жильные. До-

вольно широко проявлены дайки 2-го этапа. Темноцветные минералы гранитов — главным образом биотит, менее — амфибол; акцессорные — ортит и монацит. Граниты заметно обогащены летучими (особенно OH, B) и сопровождаются преимущественно пегматитовыми и кварцево-жильными месторождениями (Li, Rb, Ta, Nb, Be, Sn, TR и др.).

III. Гранитоиды контролируются "верхнекоровыми" разломами, но в связи с глубинными поперечными зонами нарушений, локализуясь в срединных массивах и иных областях, активизированных в орогенную и дейтероорогенную стадии тектоно-магматических циклов. Залегают в морских и континентальных, существенно терригенных толщах. Нередко связаны с формированием прогибов, выполненных красноцветной "верхней" молассой. Массивы дискордантные, существенно калиевые; количество темноцветных минералов (биотит) весьма ограничено или их нет; среди акцессорных минералов характерен монацит. Наряду с интрузивными распространены экструзивные, вулканоплутонические и эффузивные, в том числе игнимбритовые, комплексы. Фации основных пород нетипичны, но отчетливо проявлены все три гранитные фазы, нередко слагающие самостоятельные тела. Главные фазы — двуполевошпатовые ($K > Na$), преимущественно двуслюдяные, дополнительные фазы — существенно калиевополевошпатовые двуслюдяные и мусковитовые с фациями мусковит-альбитовых. Жильные — аплиты, альбититы, турмалиновые граниты и гранит-пегматиты, нередко располагаются в апикальных выступах допинов. Граниты и их производные значительно обогащены компонентами летучих соединений (особенно Fe, B, Be, P), сопровождаются разнообразными поздне- и постмагматическими рудными формациями (Sn, W, Mo, Li, Cs, Rb, Be, Ta, Nb, TR и др.).

Кислые лавы или (и) игнимбриты средних и особенно поздних этапов орогенной стадии резко обогащены калием и фтором (наряду с H_2O , Cl, B, P), а также Li, Rb, Cs, особенно в стеклах — в количествах, сопоставимых с таковыми в редкометальных пегматитах. По этому поводу еще в 1909 г. В.И. Вернадский высказал сожаление, что химический состав природных стекол "не обратил на себя должного внимания. Между тем стекла дайкового характера кажутся во многом аналогичными пегматитовым жилам и могут явиться таким жеместилищем редких элементов, каким служат в земной коре пегматитовые жилы" [41, с. 164]. Пример — разновидности онгонитов. С позиций молекулярной геологии это легко объяснимо низкой степенью порядка при быстрой закалке, а следовательно, высокой изоморфной емкостью стекловатого вещества. Вполне естественна при этом и особо выделяемая В.В. Ляховичем [136, 137] закономерность: чем упорядоченнее структура петрогенных минералов гранитов, тем выше по количеству и разнообразию набор акцессорных минералов и (или) вероятность обособления рудоносных поздне- и постмагматических производных гранитов.

Для кислых лав характерны эмульсионные текстуры, полосчатость и флюидалность за счет различных соотношений K, Na, Si, Ca, Fe и других элементов в относительно лейко- и меланократовых полосах. Фъаме игнимбритов обогащены Si и K, цемент — Na, Ca, Al, Fe, Mg, Mn.

Фенокристы порфиров и фельзитов преимущественно калиевополевошпатовые и кварцевые, хотя в относительно более основных раннеорогенных вулканитах встречаются плагиоклазовые, биотитовые и даже пироксеновые и магнетитовые вкрапленники [146]. Однако последние тяготеют уже к условиям формирования IV группы формаций.

Литий-фтористые граниты, по-видимому, соответствуют 3-й фазе гранитов III группы и сопоставимы с литиеносными комплексными пегматитами, но в отличие от них слагают апикальные выступы или сателлиты типично орогенных гранитных массивов, тяготеющих, однако, к внутренним (по латерали) частям срединных массивов или жесткой рамы геосинклиналей в отличие от литиеносных пегматитов, формирующихся по внутренней периферии этих структур [53, 164, 168, 173].

Щелочные граниты также близки к III группе гранитоидов и слагают массивы, морфологически сходные с орогенными, но при большем развитии кольцевых форм и дайковых серий. Для их ранних фаз характерны основные породы (вплоть до габбро); в гранитных фазах появляются щелочные амфиболы, пироксены и биотиты [55, 279 и др.]. Завершающие фазы — щелочные, преимущественно полевошпатовые натриевые породы (вплоть до альбититов), реже разнообразные фельдшпатоидные породы. Расплывчатость границ между обычными и щелочными гранитами с постепенными изменениями в содержаниях Si, Al и соотношений K:Na в пользу последнего [35, 55] дает основание, как уже отмечалось, утверждать, что "главным критерием для выделения ряда щелочных гранитоидов ... является наличие щелочных темноцветных минералов, а не высокие содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ " [28, с. 118—119]. В целом удельный вес щелочно-гранитных пород возрастает по латерали в глубь платформ — в области преобладания щелочно-основных и ультраосновных формаций, так что не всегда легко решить, к какой группе формаций относится данный комплекс.

IV. Гранитоиды контролируются продольными и поперечными разломами и зонами их пересечения в областях более ранней по сравнению с орогенной тектоно-магматической активизации на базе утоненной и расчлененной континентальной коры, не испытавшей, однако, эв- и миогеосинклинальной стадий развития. Гранитоиды локализируются в терригенно-вулканогенных толщах, тяготея к относительно приподнятым блокам. Преобладают сравнительно небольшие интрузивы, силлы, лакколиты, многочисленные дайковые тела и "малые интрузии" исключительно разнообразного состава — от габбро до гранитов и сиенитов, экструзивные и эруптивные образования. Граниты главной фазы Ca—K—Na имеют повышенную основность; 2-е и 3-и фазы не четко разграниченные, часто антидромные, представленные гранодиоритами, адамелитами, порфиритами, альбитофирами, монцонитоидами, лампрофирами. Магмы обогащены компонентами гранито- и базальтофильных летучих соединений (ОН, CO_2 , S, Cl, F, V). Порфировые вкрапленники могут быть представлены плагиоклазом, амфиболом, биотитом, тогда как основная масса обогащена калиевым полевым шпатом и кварцем. Оруденение смешанное, главным образом

постмагматическое, связанное с малыми телами в участках контрастной дифференциации завершающих магматических фаз и фаций, при широком распространении минерализованных эруптивов и экзоконтактных ореолов, обогащенных кварцем, калиевым полевым шпатом, карбонатными и рудными минералами (Cu, Pb, Zn, Sn, W, Mo, Ti, V, Co, Be и др.). Через многочисленные промежуточные разновидности эти формации тяготеют, с одной стороны, к позднеорогенным образованиям с литофильной минерализацией, с другой — к раннегеосинклинальным с колчеданными и медно-порфировыми рудами.

Для I группы формаций характерна наименьшая, для III — наибольшая сохранность кристаллического фундамента, на базе которого начиналось развитие магматизма данного геосинклинального цикла; IV группа формаций варьирует между первыми тремя, соответственно изменяя особенности своего магматизма.

Однако все сказанное еще не выявляет четких геологических границ развития гранитоидного магматизма в целом. Пока наиболее определенным рубежом распространения аллохтонного гранитоидного магматизма внутрь континентальных блоков, пожалуй, могут служить наложенные прогибы с молассоидным выполнением. Но и за этим рубежом наблюдаются более или менее заметные проявления гранитоидов в составе различных щелочно-базит-гипербазитовых комплексов.

На молекулярном уровне причины обособленности специфических гранитоидных формаций в латеральном ряду магматизма, видимо, в первую очередь определяется, помимо революционных преобразований радикала, вступлением калия в качестве петрогенного элемента в структуре калиевых полевых шпатов. Напротив, взаимосвязи в этом ряду осуществляются через посредничество Ca, Na и петрогенных плагиоклазов. При этом в петрологическом аспекте существенно плагиогранитные формации I группы трудносопоставимы с формациями II и III групп с их возрастающей доминантой калия и специфическим набором компонентов летучих соединений.

Очевидно, для уточнения всего этого необходимо обратиться к истокам гранитоидного магматизма, к геологическим условиям возникновения этих истоков во времени и в пространстве, а следовательно, прежде всего к взаимосвязи теперь уже собственно гранитоидных формаций с иными типами магм. Такие взаимосвязи, пожалуй, с наибольшей полнотой раскрывается на примере формаций габбро-анортозит-рапакиви, контрастных базальт-липаритовых ассоциаций и андезитов.

ГАББРО-АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИ

Это единственная в своем роде среднепротерозойская (1700—1500 млн лет) магматическая формация позднепротерозойской активизации краевых частей протоконтинентальных блоков коры, известная на всех континентах мира [40, 130, 188, 271]. Геологическая ситуация по своим основным параметрам сопоставима с таковой миогеосинклинальных и орогенных, частично — с активизированными платформенными областями фанерозоя. При этом "именно рапакиви открывают страницу

истинно интрузивного гранитоидного магматизма в истории развития земной коры" [209, с. 26].

Комплексы габбро-анортозит-рапакиви слагают большей частью единые заметно уплощенные, обычно межформационные интрузивные массивы, хорошо закарнированные субгоризонтальной пластичной толщей. В составе комплексов присутствуют все главные типы магматических пород: основные (габбро, диориты, монзониты, трактолиты) и анортозиты (преимущественно лабродориты), ультраосновные (пироксениты, нориты, перидотиты, оливиниты) и кислые (рапакиви, "серые" двуполевошпатовые и красные микроклиновые граниты, граносиениты, альбититы и др.). Все эти разновидности пород, включая промежуточные, в разных массивах соотносятся между собой поразному, но обычно с заметным преобладанием габброидов и (или) рапакиви.

Для многих массивов характерна расслоенность, реже встречается нечеткая концентрическая зональность. Переходы между основными, ультраосновными и анортозитовыми разновидностями всюду, несомненно, "фациальные", обычно через участки полосчатых текстур (различные соотношения пироксенов, плагиоклазов, оливинов, амфиболов). С калиевыми гранитами дело обстоит, как всегда, несколько сложнее. Однако между габброидами и рапакиви существуют промежуточные по химизму и минеральному составу породы — кварцевые диориты, адамелиты (в том числе оливинсодержащие), двуполевошпатовые "серые" граниты. Интрузивные контакты между рапакиви и базитами редки и часто противоречивы. В то же время есть данные, подтверждаемые наблюдениями автора на Коростеньском, Салминском массивах и на группе рапакивиподобных массивов в полосе Ара—Лица (Кольский полуостров), о постепенных взаимопереходах габброидов и рапакиви через участки полосчатых текстур (мелано- и лейкократовых, варьирующих по кварцу, калиевому полевому шпату, плагиоклазу, амфиболу, пироксену и слюдам), нередко наряду с развитием эруптивов. Иными словами, как и в расслоенных базит-гипербазитовых комплексах, здесь наблюдаются явная и "скрытая" расслоенности наряду с катастрофическим обособлением флюидно-газовых фаз, что дает основание предполагать и сходные механизмы формирования этих комплексов. К подобным выводам приходят и ряд других исследователей [31, 138, 181 и др.]. Так, Е.В. Шарков вполне уверен, что все без исключения породы комплексов габбро-анортозит-рапакиви "связаны промежуточными разновидностями и зонами совместного переслаивания, что ... свидетельствует об их генетическом родстве" [264, с. 241].

Сами рапакиви — существенно калиевополевошпатовые (до 40—70% объема) ортитоносные граниты с повышенной железистостью; представлены двумя разновидностями — выборгитовой и питерлитовой [40, 130, 280]. Выбогиты — типичные рапакиви с овоидами (кристаллы ортоклаза с каймой олигоклаза), в интерстициях между которыми наряду с кварцем и биотитом в заметных количествах присутствует амфибол, менее — пироксен. Для питерлитов овоиды не характерны, так же как темноклетчатые минералы (кроме биотита). Их дифференциатами являются микроклиновые, реже существенно альбитовые граниты.

Выборгитам повсеместно свойственны веретенообразные и иные шлировые меланократовые обособления. Их калиевые полевые шпаты резко обогащены пертитами плагиоклаза и нередко включениями амфибола, биотита, магнетита, сфена, кварца. Плагиоклазам анортозитов свойственны пылевидные выделения титаномагнетита, магнетита и ильменита; в целом для пород комплексов — эмульсионные структуры и различные срастания минералов, пертитовые и антипертитовые соотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Калиевый полевой шпат с кварцем выполняют интерстиции между плагиоклазами анортозитов. Присутствие интерстиционного калиевого полевого шпата отмечается в габбро-норитах и норитах, иногда в количествах до 12% объема породы. В гипербазитах встречаются лейкократовые шлиры, обогащенные калиевым полевым шпатов, слюдами, реже кварцем. Амфиболы базит-гипербазитов содержат до 3% K_2O .

По температуре кристаллизации (800—900°C) "рапакиви резко отличаются от других гранитов ... и приближаются к температуре кристаллизации габбро" [211, с. 81—82]. По экспериментальным данным, состав выборгитов находится в поле кристаллизации плагиоклазов [295]. Примечательна относительно непрочная связь между зернами минералов рапакиви, получивших вследствие этого свое наименование ("рыхляки").

Все это дает достаточно оснований предполагать, во-первых, тесную генетическую взаимосвязь между всеми разновидностями пород комплекса — от ультраосновных до кислых и щелочных; во-вторых, единую исходную магму глубинного очага; в-третьих, решающую роль ликвационных и распадных (возможно, "субсолидусных") процессов в обособлении всех разновидностей пород.

К выводам о единстве и мантийном источнике ($^{86}Sr: ^{87}Sr = 0,7040—0,7090$) исходных магм комплексов габбро-анортозит-рапакиви, промежуточных по составу между толеитовыми и кислыми известково-щелочными, приходят многие исследователи [40, 138, 271 и др.]. Более того, генезис комплексов габбро-анортозит-рапакиви отождествляют, как уже отмечалось, с генезисом несколько более древних расслоенных базит-гипербазитовых комплексов бушвельдского типа [188, 209, 272 и др.], естественно с определенными коррективами. Действительно, геологические условия формирования, морфология массивов, набор, составы и взаимосвязи пород обоих комплексов, данные о мантийном происхождении исходных магм — все это достаточно сходно. Основные различия (помимо возрастных и несколько большей мобильности зон формирования "расслоенных" массивов) заключаются лишь в относительных количествах кислых, основных и ультраосновных пород в составе сопоставляемых групп комплексов. Но ведь они значительно варьируют и в каждой из них.

Металлогеническая специализация: для основных—ультраосновных пород — главным образом магматические титаномагнетитовые, апатит-магнетитовые и ильменитовые руды с ванадием; для щелочных пород характерна редкоземельная минерализация; с кислыми наиболее поздними фазами, обогащенными альбитом, — Та, Nb, Be, с грейзенами — Sn, W, реже Mo. С участками массивов, формировавшимися в

наиболее спокойном динамическом режиме, связаны шлировые пегматиты, в том числе камерные с кристаллами кварца, топаза, флюорита. Вместе с тем в отдельных достаточно редких случаях при формировании массивов или их участков в неспокойном динамическом режиме (например, северо-западная часть Салминского массива, расположенная в зоне активных поперечных разломов фундамента) обстановка резко меняется. Формация утрачивает свой характерный облик, сменяясь слабодифференцированным комплексом гранитоидов различного состава, с которыми в одних случаях связаны грейзены с Sn, Be, реже W, Mo, но в других — сульфидные олово-полиметаллические месторождения питкрантского типа. По основным геологическим, петролого-геохимическим и металлогеническим параметрам такие ситуации сопоставимы с IV (миктогеосинклинальной) и (или) III (орогенной) реперными группами гранитоидных формаций.

КОНТРАСТНЫЕ СЕРИИ

Контрастные базальт-липаритовые и гипербазит-габбро-гранитные серии, в отличие от габбро-анортозит-рапакиви в основном характерны для конца фанерозоя (Приморье, Гоби, Приаргунье, Северный Вьетнам, Рудные горы, Бретань, о-в Джерси, Южные Кордильеры, Анды и др.) и хорошо изучены [11—13, 84, 188, 243, 280 и др.]. Все они формируются в условиях, близких к орогенным или к условиям краевых активизированных участков платформ, и тяготеют к пересечениям разломов в пределах крупных сводовых поднятий фундамента. Короче говоря, их структурные позиции и место в абстрактном геосинклинальном процессе сопоставимы с таковыми формации габбро-анортозит-рапакиви или щелочно-гранитных комплексов типа Монтериджийской провинции или Оттавского грабена в Канаде.

Излияния базальт-липаритовых лав сопровождаются формированием наложенных контрастных прогибов и депрессий с континентальными молассами [272].

Контрастными ассоциациями — эффузивных, вулканоплутоническим и плутоническим — свойственны различные соотношения ультраосновных, основных и кислых пород (в диапазоне от оливинитов до калиевых липаритов), но обычно со значительным преобладанием кислых. Так, например, соотношения ультраосновных, основных и кислых пород в хунгаринской серии Северного Сихотэ-Алиня — 1:10:200, а в комплексах Бан-Санг и Пиа-Биста в Северном Вьетнаме — 1:5:100 [84]. Все породы в этих "комплиментарных триадах", но особенно кислые, обогащены калием (до 12% K_2O в липаритах Приморья). Кислые значительно обеднены, а иногда почти лишены Na, Ca, $Mg < 0,02\%$, несколько пересыщены Al_2O_3 и недосыщены SiO_2 при резком обогащении компонентами гранитофильных летучих соединений, особенно F, V, Be, P.

В связи с контрастной дифференциацией основных и кислых пород, и в первую очередь для кислых, характерны разнообразные эруптивы, жерловые фации, трубки взрыва, туфобрекчии, агломераты, пемзы и игнимбриты, связанные с обособлением литофильных компонентов

во флюидно-силикатных фазах, а также экзоконтактовые метасоматиты, обогащенные калием.

С кислыми породами, преимущественно в участках их обособления (особенно эруптивного), ассоциируют, как правило, постмагматические месторождения: олово-вольфрамовые, полиметаллические, минералов V, P, F, Be, Fe, Ti [12, 13, 84, 243 и др.].

В некоторых, видимо наиболее ранних, липаритах и гранит-порфирах контрастных серий фенокристы представлены основным плагиоклазом, а также пироксеном, амфиболом, биотитом, а основная масса обогащена ксеноморфным калиевым полевым шпатом, достигающим в щелочно-основных разновидностях этих пород 15% [12]. Исследователями контрастных серий отмечаются многочисленные признаки ликвационного механизма дифференциации.

И еще одна особенность: высококалиевые базальт-липаритовые (гранит-порфировые) рудоносные серии Приморья формируются на фоне и в пределах региональных "фоновых" базальт-липаритовых поясов. В отличие от последних калиевые серии четко приурочены к поперечным сводовым поднятиям — к "калиевым островам" по определению М.А. Фаворской [243]. По времени формирования они наиболее поздние и обнаруживают необычную для остальной территории "тесную пространственную и временную связь с комплексами ультраосновного состава" [243, с. 43]. В этой связи весьма примечательны геофизические данные, согласно которым максимумы ксического магматизма находятся не в эпицентрах гравитационных минимумов, а в ограничивающих их зонах высоких градиентов силы тяжести, позволяющих предполагать наличие на глубине весьма объемных гипербазитовых масс [183]. Но здесь нет ничего удивительного, если рассматривать эти гипербазиты в качестве реститов суббазальтоидных производных плюмажей мантийных диапиров, обособившихся в интервале границ Мохоровичича и Конрада.

На единство исходной ювенильной магмы и на неразрывную генетическую взаимосвязь всей комплиментарной триады пород контрастных серий указывают и другие исследователи [11—13, 272, 280 и др.]. Полагают также, что состав исходной магмы был близок к андезитовому.

АНДЕЗИТЫ

Известково-щелочные андезитовые магмы, имеющие по стронциевым отношениям мантийное происхождение [232], отличаются значительными колебаниями состава (в %): SiO_2 53—65, Al_2O_3 14—18, $FeO + Fe_2O_3$ 5—8, MgO 1—6, CaO 5—10, щелочи 3,5—10,0; высокий водонасыщенность (до 9%) наряду с компонентами других летучих соединений (F, Cl, CO_2 , V, S) и соответственно эффузивных и экструзивных базальт-риолит-андезитовых формаций. Эти формации, в которых андезиты значительно преобладают над остальными породами, получили преимущественное развитие в позднем фанерозое, располагаясь в области

перехода от континента к океану, нередко в близком соседстве с контрастными базальт-риолитовыми сериями. При этом андезитовый вулканизм Тихоокеанского кольца рассматривается как "проявление интенсивного формирования новой континентальной коры в фанерозе" [21, с. 116]. Так, например, в Андах с андезитовым магматизмом связывается увеличение мощности земной коры с 40 до 60—75 км и резкое воздымание в плиоцене на 4—5 км, преградившее западное течение рек Южной Америки и повернувшее их к востоку [141].

По геологическим позициям и петрологическим признакам выделяются два типа ("класса") андезитовых формаций — "дериватный" и "автономный" [21]; кроме того, Л.В. Таусоном [232] выделяется еще и "латитовый" тип.

Дериватный существенно натриевый тип относится к завершающей инверсионной стадии развития эвгеосинклиналей, тяготеет к их краевым частям и внутренним поднятиям, приходя на смену спилит-кератофировым формациям, и тесно связан, как уже упоминалось, с основным толситовым магматизмом океанического типа. Существенно натриевые андезитовые магмы этого типа сопровождаются формированием наложенных терригенно-вулканических, часто флишоидных "вулканомиктовых" интрагеосинклинальных прогибов в пределах областей с корой континентального типа [188].

Автономный тип связан с зонами активизации тыловых (континентальных) частей зон сочленения материков и океанов, а также с островными дугами. По времени образования он, вероятно, ближе всего к раннеорогенной или позднемиогеосинклинальной стадии геосинклинального развития и формирования преимущественно нижней молассы. Излияние андезитов связано с заложением и развитием "андезитовых геосинклиналей", прогибанию которых предшествовало региональное воздымание краевых областей кратона. Начало формирования андезитовой геосинклинали совпадает с интенсивными эксплозивными процессами, ведущими к накоплению мощных толщ средних и кислых туфов, агломератов, игнимбритов, пемз в сочетании с терригенными отложениями, которые затем сменяются существенно эффузивным магматизмом и завершаются батолитоподобными интрузиями в основном тоналит-плагиогранитного состава. Продукты размыва последних фиксируются в континентальных (верхних) молассах наложенных прогибов завершающей стадии орогенеза [21, 141]. Для этой стадии характерны также активизация поперечных структур, образование кальдер и "вулcano-тектонических депрессий" по периферии андезитовых геосинклиналей, более кислый эффузивно-экструзивный магматизм с игнимбритами, разнообразными эксплозиями и трубками взрыва, переходящими на глубину в дайковые тела порфиоров. Конечная фаза магматизма — наиболее разнообразные продуктивные экструзии и интрузии гранит-порфиоров.

Латитовый тип андезитов связан в целом с более континентальными (тыловыми) зонами активизации. Здесь характерны сводовые, часто поперечные поднятия, нарушенные контрастными поздними прогибами, кальдерами и депрессиями с молассовым выполнением.

Вулcano-плутонические латитовые серии представлены различными монцонитоидами — от габбро до гранитов и липаритов, наиболее обогащенными литофильными компонентами, в том числе летучих соединений (H_2O , F, Cl, CO_2 , B, S), обеспечивающих широкое развитие всевозможных эксплозивных образований и игнимбритов. К латитовому типу, по-видимому, примыкают и упоминавшиеся ранее калиевые базальтоиды, не успевшие испытать заметную дифференциацию в процессе внедрения.

Как бы то ни было, но в направлении от андезитов дериватного типа к латитам, по данным Л.В. Таусона [232], возрастает общая щелочность и количество калия соответственно в эффузивных и интрузивных проявлениях андезитов (в %): дериватного типа 0,17 и 0,30, автономного 1,33 и 2,00, латитового 2,60 и 3,70. В той же последовательности на 1—2 порядка возрастают количества Li, Rb, Pb, Zr, Ga и особенно Sr и Ba.

Главными минералами андезитов являются плагиоклазы, пироксены (ромбические и моноклинные), амфиболы, кварц, нередко титаномagnetит (до 10% общего объема), калиевый полевой шпат. Вкрапленники представлены: в более основных разностях — темноцветными минералами (включая оливин), в кислых — преимущественно плагиоклазом (до 30% объема). Калием обогащены амфибол и слюда. Формирование андезитов, особенно андезитов латитовых серий, сопровождается образованием широких метасоматических ореолов, прежде всего окварцевания, калишпатизации, серицитизации, турмалинизации и пропицитизации [106, 188].

С автономными андезитовыми и латитовыми сериями связаны весьма разнообразные и многочисленные, преимущественно постмагматические месторождения лито-, халько-, сидерофильных (менее) элементов: Sn, W, Mo, Pb, Zn, Cu, Fe, As, Bi, Hg, Sb, Co, Ni, а также Au и Ag [106, 188, 232, 265 и др.]. Некоторые из этих месторождений уникальны по своим масштабам (Потоси, Кляймакс, Оруру, Бингхем). При этом месторождения литофильной группы тяготеют к наиболее поздним экструзивным и интрузивным фазам андезитовых и особенно латитовых серий, тогда как месторождения халькофильной группы связаны с более ранними эруптивными и субэффузивными фазами андезитов, образуя хемогенно-вулканогенно-осадочные залежи, в какой-то мере сопоставимые со стратиформными колчеданными месторождениями, связанными с инициальным магматизмом "обычных" геосинклиналей. К поперечным сводовым поднятиям тыловых зон тяготеют и уже охарактеризованные контрастные базальт-липаритовые серии со столь же контрастной литофильной и халькофильной минерализацией. Е.В. Шарков и А.С. Синдеев [265] справедливо, как мы полагаем, считают, что петрологическая суть андезитов заключена в ранней массовой кристаллизации пироксенов, титаномagnetита и других феррических минералов, в отдельных случаях — совместно с основным плагиоклазом. Количество таких фенокристов в вулканитах с $SiO_2 = 60—65\%$ составляет большей частью 30—50%, достигая иногда 80% объема породы. Суммарный состав фенокристов соответствует составу габбро, тогда как состав

основной массы — составу кислого гранита [188]. Эта особенность, свойственная многим вулканитам, а также лампрофирам и подобным им образованиям, чрезвычайно примечательна и, очевидно, может рассматриваться как вариант разделения кислых и основных составов исходных мантийных магм без их четкого пространственного (фазового или фазового) обособления.

Так или иначе, но по латерали — от океана внутрь краевых континентальных областей — выстраивается довольно четкий ряд, в котором последовательные изменения геологических ситуаций соответствуют последовательным изменениям в характере андезитового, а затем базальт-липаритового магматизма и соответствующей металлогении.

Все сказанное выше о гранитоидах дает достаточные основания говорить, с одной стороны, о тесной связи мантийных базальтоидных магм с кислыми, а следовательно, и о мантийном происхождении если не самих гранитов, то составляющих их компонентов. С другой стороны столь же несомненны и изменения в характере и балансе этой взаимосвязи во времени и в пространстве: от ранних стадий геосинклинального развития к его завершающим стадиям по мере смещения областей активного магматизма от эвгеосинклинальных зон, лишенных кристаллического фундамента, в области их обрамления с возрастающей степенью сохранности фундамента; от областей инициального магматизма и существенно Са—Na гранитоидов в зонах сквозного дренирования мантии глубинными разломами до областей орогенного существенно K—Na гранитоидного магматизма, контролируемого верхнекоровыми разломами. Достаточно очевидна также необратимость в изменениях особенностей магматизма в целом (и наиболее четко гранитоидного) в последовательных тектоно-магматических циклах и особенно мега-циклах развития геосистемы, прежде всего в связи с изменениями составов, структур и мощностей коры и литосферы. В этой связи неизбежен вопрос о коровых очагах гранитогенеза и о взаимосвязях этих очагов с региональным метаморфизмом.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТИЗАЦИЯ

Гранитизация, т.е. формирование автохтонных гранитов, — высшая форма проявления регионального метаморфизма. Четыре главные фации последнего (эклогитовая, гранулитовая, амфиболовая и зелено-сланцевая) соответствуют инверсионным и миогеосинклинальным стадиям классической схемы геосинклинального процесса, являясь его неотъемлемой и четко субординированной частью. Причем, согласно современным данным, основная роль в развитии регионального метаморфизма принадлежит эндогенным процессам и "лишь в слабой степени контролируется глубиной погружения и мощностями осадочно-вулканогенных пород" [30, с. 32].

Эклогитовая фация находится на уровне верхов "базальтового слоя" в термодинамическом режиме ($P=15-20$ кбар, $T>1000^\circ\text{C}$), исключаяем стабильное существование каркасных полевошпатовых

структур минералов [230]. Гранитное вещество, как полагают, здесь возможно лишь в состоянии метастабильного расплава, испытывающего тенденцию к всплыванию, сорбируя при этом любые компоненты летучих соединений. По химическому составу эклогиты соответствуют габбро-нориту и отличаются от него большей плотностью ($\Delta\rho=0,85$ г/см³). Типовые минералы эклогитов: пироксены, оливины, гранаты; содержание воды менее 0,3%.

Гранулит-чарнокитовая фация с $P=7-15$ кбар и $T=750-1000^\circ\text{C}$ — "сухие" кислые высокоглиноземистые породы в переслаивании с тонкозернистыми базит-гипербазитами и плагиоклазитами. Чарнокитовиды — непрерывный ряд разновидностей от более ранних полностью автохтонных эндербитов до чарнокитов, приобретающих нередко интрузивные формы. В составе эндербитов до 20% пироксена и до 60% плагиоклаза, но с 10—20% антипертитов калиевого полевого шпата. В чарнокитах до 60% калиевого полевого шпата и до 30% плагиоклаза с антипертитом калиевого полевого шпата; пироксена и биотита по 2—10% соответственно. Наиболее крайние разновидности — биркремиты — существенно кварц-калиевополевошпатовые [270]. Кислые породы в условиях гранулитовой фации в отличие от базит-гипербазитовых сохраняют подвижность даже при отсутствии компонентов летучих соединений. Соответственно известны аллохтонные чарнокиты вне связи с гранулитами. По химическому составу некоторые из них весьма близки к рапакиви, а по ассоциации сопровождающих пород — к формации габбро-анортозит-рапакиви в целом, что допускает сопоставление этих формаций [40, 270].

Примечательно, что все известные районы развития гранулитов — раннедокембрийские линейные пояса, разделяющие блоки более ранней кратонизации.

Наиболее загадочными вопросами формирования гранулит-чарнокитовой фации метаморфизма Н.Г. Судовиков [230] считал источники калия чарнокитов, ничтожные содержания воды (0,5%), тесную ассоциацию кислых и ультраосновных пород.

Амфиболовая фация, реализующаяся при $P=3-7$ кбар, $T=500-800^\circ\text{C}$ и водонасыщенности 1—3%, прежде всего область гранитизации с участием расплавов в нижней и растворов в верхней субфациях. Результат гранитизации в нижней субфации — образование мигматитов, а затем автохтонных гранитов. Для мигматитов, рассматриваемых ныне и в "венитовом" (автохтонном), и в "ортеритовом" (инъекционном) вариантах, характерна бимодальность — чередование слоев мелано- и лейкократового состава. Наличие эруптивных ("агматитовых") форм мигматитов свидетельствует о динамической активности их формирования.

Под гранитизацией, представляющей кульминационный период в развитии геосинклинали, понимаются те или иные варианты анатексиса, палингенеза, метасоматоза, магматического замещения, инъекции магмы и различные сочетания этих процессов. Не останавливаясь на их рассмотрении, отметим лишь, что автохтонным гранитам свойственно постоянство состава, что, как указывал еще В.А. Николаев, труднообъяснимо с позиций метасоматического преобразова-

ния пород. Никто не видел "опережающего" фронта базификации — неперемещенного следствия метасоматических концепций фронта гранитообразования. Между тем фронт базификации может быть "замыкающим" (реститовым) после фронта гранитизации, как это и полагают некоторые исследователи [68, 230 и др.], соответствуя уплотненному базит-гипербазитовому веществу литосферы ниже границы Мохоровичича. Естественно, что между обоими фронтами неизбежен промежуточный интервал, соответствующий, скорее всего, "базальтовому" слою коры.

Прогрессивная стадия ультраметаморфизма связана с образованием гранитного расплава, способного к интрузии [230, 262]. Начало же регрессивной стадии соответствует смене интеграционных процессов гранитизации дифференциацией вещества, как в авто-, так и в аллохтонных вариантах процесса. Продукты этой дифференциации, вероятно, в значительной мере определяют затем облик зеленосланцевой фации метаморфизма.

Зеленосланцевая фация, для которой характерна неоднородность метаморфизма по вертикали и латерали, — зона экранирования процессов прогрессивной стадии и поглощения или транзита любых подвижных дифференциатов регрессивной стадии регионального метаморфизма, как, впрочем, и встречного движения продуктов экзогенных процессов. Термодинамические параметры этого интервала: $P < 3$ кбар, T до 300°C , водонасыщенность 4—5%.

В металлогеническом аспекте с вполне автохтонными гранитами связаны практически лишь кварц-полевошпатовые (керамические) "мигматит-пегматиты", в переходных к аллохтонным формам (поздние фазы гранитов) — слюдоносные пегматиты.

Зеленокаменная фация — область поглощения или транзита продуктов функционирования амфиболовой фации. Каких? Очевидно, калия и воды.

Калий, в отличие от Са и Na не характерный, как полагают, для литосферы ниже уровня формирования чарнокитов (во всяком случае, в твердых фазах), в зоне ультраметаморфизма появляется внезапно в огромных количествах, коррелируясь с четкостью обособления кислых мобилизатов в верхах гранулитовой и низах амфиболовой фаций. Ниже этого интервала из числа главных гранитогенных элементов наиболее характерен Са, выше — Na. Вопрос, "откуда поступали и каким образом перемещались эти огромные количества калия" [190, с. 212], остается нерешенным.

В верхних горизонтах коры заметные количества калия фиксируются преимущественно в интрузивных гранитах орогенной стадии, в "калиевых базальтах" зон активизации и щелочных базальтах континентальных рифтов, в соленосных толщах палеорифтов и в глауконитах. Значительные объемы калия растворены в океанах, но при низких концентрациях. Таким образом, похоже, что основной объем литосферного калия в отличие от натрия сосредоточен в верхах гранулитовой — низах амфиболовой фаций ультраметаморфизма.

Однако все это относится в полной мере только к фанерозойскому мегациклу, в меньшей — к протерозойскому и в еще меньшей —

к архейскому. Но об этом позже. А пока коротко о роли компонентов летучих соединений, и прежде всего воды.

Из общих запасов воды верхних оболочек Земли на долю гидросферы приходится (в %) 23, на долю осадочной толщи — 41, гранитного слоя — 17, базальтового — 18 [216, 257 и др.]. Предполагается, что вся вода изначально ювенильна и минерализована, связана с региональным метаморфизмом и находится в свободном состоянии лишь выше зоны гранитизации [108, 122]. По формуле А.И. Еланского [76, с. 201], "граниты — это вода, вода — это жизнь ... если нет на планете гранитов, на ней нет и жизни".

В свободном состоянии вода присутствует лишь в коре выше зоны гранитизации [108, 218, 230, 257], т.е. начиная с верхней половины слоя амфиболовой фации метаморфизма. Ниже этой границы, учитывая экспериментальные данные по условиям взаиморастворимости в системе $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$, вода должна находиться в связанном состоянии, входя в кристаллическую решетку силикатных и алюмосиликатных соединений, согласно ИК-спектроскопии, в диссоциированной форме, а следовательно, в различные звенья молекулярной структуры.

Специфическая черта кислых силикатов — возможность их существования в расплавленном состоянии в режиме ультраметаморфизма лишь при достаточной насыщенности летучими, в противном случае — быстрая кристаллизация [46]. Но кислые породы гранулитовой фации сухи, как Сахара, да и мигматиты низов амфиболовой фации далеко не водоносны. При чем гранулиты в отличие от чарнокитов и мигматитов тонкозернисты, что косвенно указывает на скоротечность их кристаллизации. Мы полагаем, что в пояснении этой ситуации весьма важная роль принадлежит калию и косвенно Na, Са, Fe, Mg. Накопление калия коррелируется с ростом четкости обособления чарнокитов и приобретения ими интрузивных форм. Обогащены калиевым полевым шпатом и нижние уровни амфиболовой фации метаморфизма. Но здесь в значительно больших количествах присутствует и плагиоклаз, испытывающий к тому же тенденцию к обособлению от калиевого полевого шпата, наряду с общим усилением роли натрия по вертикали в направлении зеленосланцевой фации метаморфизма. Ювенильные воды и воды океанов значительно обогащены натрием относительно калия. Таким образом, есть некоторые основания полагать, что преобладающая масса калия в отличие от натрия накапливалась на уровне автохтонного гранитообразования и лишь при интрузивном процессе в массовом количестве перемещалась в верхние горизонты коры, концентрируясь в поздних магматических дифференциатах орогенных гранитов, а на ранних стадиях развития геосинклиналей — в соленосных толщах, связанных с базальтоидным магматизмом.

Обратимся к экспериментальным данным, согласно которым в режиме мантии водороду и кислороду энергетически выгоднее входить в соединения с другими элементами, нежели между собой [257], а растворимость воды или ее компонентов в гранитных расплавах в режиме зоны гранитизации прямо пропорциональна количеству в них натрия

и обратно пропорциональна количеству калия [262], и "добавление к расплаву первых порций" K_2O резко снижает растворимость воды, так как K_2O вытесняет ее из полимерных комплексов, переводя в молекулярную форму, растворимость которой в силикатном расплаве ограничена" ([5, с. 273]; разрядка моя. — И.Н.).

Таким образом, если ортосиликатные (гипербазитовые) дифференциаты мантии обеднены кремнеземом, а метасиликатные (базальтоидные) способны затем растворять значительные количества компонентов воды, особенно при повышенной щелочности, то перестройка молекулярной структуры в каркасную (гранитную) ведет к снижению этой растворимости. При этом в режиме выше границы Мохоровичича из всех главных катионов один лишь калий для сохранения своего места в силикатных соединениях бескомпромиссно заинтересован в реализации каркасной структуры, становясь ее главным стимулятором и организатором. Следовательно, в ходе гранитообразования калий проявляет свою антипатию к воде, способствуя сначала структурному преобразованию "гранитизируемого" вещества с обогащением его SiO_2 , а затем вытесняя оставшиеся компоненты воды из полимерных комплексов каркасной структуры.

Натрий в отличие от калия, напротив, способствует сохранению части компонентов воды в каркасной структуре. Роль кальция сводится к стабилизации натрия в переходной структуре и к сохранению железа в расплаве. Какова роль магния? Пожалуй, он наиболее коррелятивен с калием в ортосиликатной структуре, о чем свидетельствует отмечавшаяся выше тесная связь K и Mg в кимберлитах, лампроитах, некоторых коматиитах, в оливинитовых "ядрах" расслоенных массивов. Транспортировка же калия, как и компонентов воды, в коровую область, скорее всего, осуществляется в суббазальтоидных расплавах с метасиликатной структурой — дифференциатах ортосиликатных плюмажей мантийного диапира. В таком случае ультраметаморфогенные события при ведущей роли калия обуславливают синтез воды в зоне гранитизации, ниже которой воды как таковой не существует. Следовательно она, как указывал Н.Г. Судовиков [230], "не привносится, а, напротив, удаляется из зоны ультраметаморфизма вместе с другими подвижными компонентами".

Если все сказанное справедливо, то область ультраметаморфизма — область соприкосновения противоположностей встречных экзо- и эндогенного движений вещества [218], соответствующая геофизическому разделу Конрада, т.е. один из генеральных геодинамических рубежей литосферы, связанный со сменой форм движения вещества (экзотермический переход $Al^{VI} \rightarrow Al^{IV}$ и смена метасиликатной структуры на каркасную) и определяющий, по нашему мнению [169, 171], термодинамический импульс (потенциал) развития всех геологических процессов вышележащих толщ.

Таким образом, в интервале тектоносферы (геофизических слоев А—С) отчетливо намечаются еще два более мощных, чем ультраметаморфогенный, генеральных геодинамических рубежа: 1 — на уровне обособления ортосиликатного вещества астеносферы (плюмажа мантий-

ного диапира), вероятно, с высокоэкзотермичным переходом $Si^{VI} \rightarrow Si^{IV}$, 2 — при обособлении метасиликатных суббазальтоидных дифференциатов астеносферы, которая, как справедливо полагает Н.Л. Добрецов [69], играет ту же роль в основании литосферы, что и зона ультраметаморфизма ("гранитизации") в основании гранитного слоя коры.

Очевидно, последней должен предшествовать мезофазный уровень дегранитизации, в интервале которого функционирует механизм мобилизации гранитогенных компонентов. И масштабы этого уровня, скорее всего, должны значительно превышать таковые уровни гранитизации. Следует, видимо, полагать, что уровень дегранитизации соответствует достаточно сложному "базальтовому" слою в интервале между геофизическими границами Конрада и Мохоровичича, разделяющему исходное суббазальтоидное вещество на "корово-гранитное" и "подкорово-гипербазитовое". Последнее — это надастеносферная мантия (геофизический слой В), обычно рассматриваемая как "истощенная мантия" (остаточная после выплавления базальтов), как завершающий фронт базификации, как рестит от выплавления гранитного вещества [20, 69, 204].

Глава IV

ГЕНЕЗИС ГРАНИТОВ

В соответствии с геосистемными представлениями обогащение мантийных, а затем астеносферных дифференциатов (соответственно в орто- и метасиликатных структурах расплавов) некогерентными литофильными элементами и компонентами летучих соединений должно быть пропорционально величине противостояния, а затем разрядке мантийных и астеносферных динамических напряжений. Максимум разрядки, естественно, имеет место при сквозном дренировании очагов разуплотнения глубинными разломами.

Согласно излагаемым представлениям, основная суть гранитогенеза на молекулярном уровне заключена в реализации каркасной структуры с преодолением разрыва Дели, относительно спокойном при ведущей роли кальция и резком (до катастрофического) при ведущей роли калия (натрий в обоих трендах не самостоятелен). При этом именно калий, а не кальций с его ортосиликатным анортозитовым полюсом является главным выразителем и организатором истинного гранитогенеза.

Таким образом, резкая разрядка высоких очаговых напряжений, с одной стороны, способствует концентрации в дифференциатах очагов гранитофильных элементов, в том числе калия, с другой — ведет к их рассеиванию во флюидно-газовых фазах. Напротив, условия эффективного экранирования очагов разуплотнения не способствуют четкому обособлению в дифференциатах очагов гранитофильных компонентов и компонентов летучих соединений. Но, во-первых, разгрузка динамических напряжений здесь может идти по-

степенно, без катастрофических эффектов, а во-вторых, все обособившиеся компоненты сохраняются в зоне обособления, вступая во взаимодействие с породами экранирующей толщи и тем обеспечивая формирование астеносферных и коровых магматических очагов, богатых некогерентными элементами.

Итак, если основные противоречия молекулярного уровня гранитогенеза заключены в суббазальтоидном совмещении корней боуэнского и феннеровского трендов дифференциации, или, по А.А. Кузнецову [116], "кислородной" (K, Na, Ca) и "водородной" (Mg, Fe, Ca) ветвей магматизма, то основные геодинамические противоречия гранитообразования связаны с парадоксальной необходимостью сочетания сквозной деструкции изначально максимально прочной литосферы и коры, с одной стороны, и наличия ненарушенной континентальной коры и литосферы — с другой. Такое сочетание (единство противоположностей) возможно лишь в комплексах геосинклинальных структур — от осевых рифтогенных (эвгеосинклинальных) трогов с их инициальным магматизмом до внутренних областей срединных массивов и жесткой рамы геосинклиналей с позднеорогенным (дейтероорогенным) магматизмом.

В этих двух уровнях сочетания (соприкосновения) минимумов и максимумов противоположностей и противоречий развития геосистемы заключены: связь водных ресурсов планеты с гранитообразованием, относительная сухость кислых магм по сравнению с основными, внезапность появления калия и его гегемонизм в завершении последовательного ряда гранитоидных формаций в противоположность гегемонизму кальция в начале этого ряда, связь кислородной и водородной ветвей магматизма, разделяющих и объединяющих его в исходных и конечных звеньях. Причем если основная суть развития коры — гранитообразование, то сквозной прорыв астеносферных дифференциатов с неизбежным рассеиванием летучих и гранитофильных компонентов и остаточным излиянием базальтоидов скорее издержки, чем основной профиль "производств", главным сырьем которого являются калий, кремний, алюминий, летучие и иные некогерентные элементы суббазальтоидов, обеспечивающие конструирование континентальной коры. Такое заключение тем более вероятно, что объем коры составляет порядка 10% объема литосферы, т.е. величину, сопоставимую с экспериментальной долей гранитных выплавов из суббазальтоидных расплавов. Но если надастеносферная мантия — рестит многократно функционирования астеносферного механизма геосистемы, то реститом более локального механизма ультраметаморфогенеза, видимо, являются эколгиты.

Если все это так, то геофизические границы Конрада и Мохоравичича по своей природе динамические. Связанные с ними изменения состояния и форм движения вещества, так же как и термодинамические режимы этих изменений, реализуются и существуют лишь в кратковременные активные периоды противостояния внешних оболочек разуплотнению внутренних, неизбежно "размазываясь" во вертикали при сквозном прорыве. В условиях экранирования

их положение в начале активных процессов взаимодействий не соответствует конечному. В длительные же пассивные периоды эти границы лишь отражение активных процессов, выражающееся в смене химического и минерального состава пород.

Если аллохтонные гранитоидные магмы не перегреты и способны существовать в жидком состоянии только в присутствии летучих, то, естественно, значительная часть калия фиксируется в кристаллических фазах в области синтеза и экстракции воды, т.е. на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Но какая-то его часть способна перейти в подвижную магматическую фазу, получив поддержку прежде всего фтора, испытывающего в условиях коры высокое химическое сродство к калию и прочно удерживающегося в алюмосиликатном расплаве, что способствует удержанию в нем компонентов воды, особенно с помощью входящих в радикал бора и бериллия [88, 97, 109, 145]. В свою очередь, способность калия длительно удерживать фтор в силикатном расплаве и образовывать с ним, в отличие от кальция более подвижные и низкотемпературные соединения обеспечивает концентрацию калия совместно с летучими в дополнительных и жильных фазах интрузивных гранитоидов. При этом "богатые фтором магмы могут внедряться на относительно небольшие глубины, несмотря на значительные содержания воды" [24, с. 16]. Отсюда — кислые вулканоплутонические формации, лавовые потоки, игнимбриты. Вместе с тем замена натрия калием в структурах кислых расплавов экзотермична, что обеспечивает в общем случае предпочтительность обособления натрия в газовых фазах заключительных этапов дифференциации [146, 147].

В целом очевидно, что в предлагаемой модели находят отражение концепции и мантийного, и корового, и базальтогенного происхождения гранитов.

То, что кислые расплавы (включая калиевые) способны обособиться от базальтоидных, несомненно. Что касается объема таких обособлений, то, если исходные магмы расслоенных интрузий, базальт-липаритовых формаций или габбро-анортосит-рапакиви действительно едины, а калиевые базальты и щелочные базальты континентальных рифтов — непосредственные дифференциаты астеносферы, экспериментальные данные, допускающие не более 10% кислых выплавов из базальтов, требуют по крайней мере переосмысления, и прежде всего в том отношении, что исходные "суббазальтоиды" в термодинамическом режиме ниже границы Мохоравичича далеко не аналогичны базальтоидам в режиме выше границы Конрада. Андезитовые магмы выше этой границы, видимо, находятся в мезофазном (гетерофазном) состоянии, сочетая в себе более и менее упорядоченные сиботаксисы соответственно основных и кислых составов, разделение которых затем реализуется в основных фенокристах и кислом мезостазисе. В процессе внедрения и становления пород результирующая степень пространственного обособления кислых и основных составов, естественно, зависит от термодинамических режимов и числа промежуточных камер, от скорости внед-

рения и интенсивности теплоотдачи, т.е. от геологических условий протекания процесса.

Коровые граниты — производные экранированных зон ультраметаморфизма. Согласно П. Эскола, составы фаз и фаций магматических пород подчиняются правилу метаморфических фаций. К.Р. Мейнерт [155] подчеркивает принципиальное сходство между подвижными метаморфогенными "мобилизатами" и магматогенными "дифференциатами". Прогрессивные интервалы метаморфизма есть интервалы интеграционных процессов взаимодействия мантийных дифференциатов (объект-энергисточник) и экранирующих их толщ (среда-энергопоглотитель) с преобразованием исходных метасиликатных структур части вещества суббазальтоидов (объекта) в каркасные в процессах палингенеза и анатексиса, ведущих к образованию коровых магматических очагов. Регрессивный интервал — интервал дифференциации интегрированного вещества после исчерпания энергетических ресурсов объекта как в авто-, так и в аллохтонных вариантах корового гранитогенеза. Различия в развитии этих процессов могут быть рассмотрены по схеме В.С. Попова [194] с выделением первично-коровых, вторично-коровых и мантийных разновидностей гранитов.

Внедрение дифференциатов коровых магматических очагов, как и астеносферных, может быть эффузивным и интрузивным, т.е. в условиях "сквозного прорыва" и более или менее эффективного экранирования. То же самое — при обособлении поздне- и постмагматических дифференциатов интрузивных массивов, уровень становления которых, таким образом, является следующим динамическим рубежом магматизма, связанным со сменой магматических расплавов на поздне- и постмагматические, в том числе на водные растворы.

В итоге все вышесказанное, очевидно, заставляет нас вернуться к идее В.И. Вернадского о двух — ортито- и моноцитонных (мантийных и коровых) типах гранитов, что, в сущности, и делает Ю.Б. Марин [148], выделяя две группы гранитоидных формаций — "базальтическую" и "гранитовую". Это две контрастные группы, но, как мы полагаем, с едиными корнями, уходящими в мантию, и двумя стволами — двумя трендами развития — "плагноклазовым" и "калиевополевошпатовым", возникающими и расходящимися в термодинамическом режиме интервала границ Конрада и Мохоровичича. Первый возникает в условиях эвгеосинклинального "сквозного" дренирования астеносферы, второй — под экраном континентальной коры, предопределяя орогенный стиль ее развития. Но кроны обоих стволов тесно переплетаются в промежуточных вариантах мио- и миктогеосинклинальных стилей развития коры.

В рамках молекулярного уровня развития магматизма классическая трехфазная дифференциация гранитоидов, видимо, так или иначе связана с тенденцией к двунаправленному очищению (окклюзии) калиевополевошпат-кварцевой эвтектики от избыточных (в данном термодинамическом режиме) компонентов, тяготеющих, с одной стороны, к орто- и метасиликатным структурам, с другой — к несиликатным соединениям с анионами летучих. Естественно, что чет-

кость этой тенденции пропорциональна четкости реализации калиевополевошпатового тренда с его ограниченным изоморфизмом K-Na—Ca ряда и доминантой революционных структурных преобразований, в отличие от плагноклазового тренда с широкой преемственностью изоморфизма главных катионов орто-, метасиликатных и каркасных алюмосиликатных структур, обеспечивающих доминанту эволюционных преобразований. В промежуточных вариантах вполне закономерны ранние, преимущественно фациальные обособления суббазальтоидных составов. Само собой разумеется, что "промежуточные" варианты распространены значительно шире, нежели идеальные крайние.

Очевидно, весь приведенный материал подтверждает общую посылку о неразрывности гранитогенеза и связанного с ним рудообразования с общим развитием магматизма и геосистемы в целом. В соответствии с пятью генеральными уровнями взаимодействий объект $\rightleftharpoons$ среда общей модели геосистемы [164, 167—169, 171] развитие гранитоидного магматизма осуществляется в иерархии пяти активных очаговых зон или конструктивных уровней, на каждом из которых происходят резкие (революционные) преобразования молекулярной структуры активного вещества, связанные со спонтанным высвобождением энергии в форме тепла и работы разуплотнения молекулярных структур. Причем, по мнению ряда исследователей [204], если мантия имеет пиролитовый состав, из которого возможно выплавление двадцати объемных процентов андезитов, то этому объему примерно соответствует объем современной континентальной коры (средний состав которой близок к андезитовому) относительно общего объема литосферы.

На пути мантийных вещественно-энергетических дифференциатов через литосферу к поверхности Земли нами намечен следующий максимальный ряд активных вещественно-энергетических очагов необратимого спирально-циклического развития геосистемы [169].

I. Мантийный магматический очаг — уровень взаимодействий: мантия $\rightleftharpoons$ литосфера. Возникает в слое Голицына (на глубине 700—600 км) с обособлением разуплотняющегося вещества мантийных диапиров и, вероятно, при экзотермическом переходе $\text{Si}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Si}^{\text{IV}}$. Внедрение диапира завершается растеканием его плюмажа — астеносферного слоя с ортосиликатной структурой вещества — в подошве литосферы, что обеспечивает мегацикл тектоно-магматических, седиментационных и любых иных процессов развития геосистемы.

II. Астеносферный магматический очаг — уровень взаимодействий: астеносфера $\rightleftharpoons$ надастеносферная толща. Максимальное развитие получает под относительно ослабленными участками литосферы. Связан с обособлением суббазальтоидных метасиликатных дифференциатов астеносферы и с их внедрением к основанию корового слоя (к границе Мохоровичича), обеспечивающим тектоно-магматические циклы его развития.

III. Коровый магматический очаг — уровень взаимодействий: суббазальтоидные дифференциаты астеносферы $\rightleftharpoons$ кора в интервале границ Мохоровичича и Конрада. Обособление вещества с кар-

касной алюмосиликатной структурой при экзотермическом переходе $Al^{VI} \rightarrow Al^{IV}$ в зонах анатексиса, палингенеза и ультраметаморфизма (начало гранитогенного цикла), обеспечивающих процессы в основном миогеосинклинальной и орогенной стадий тектономагматического цикла. Внедрение дифференциатов корового очага в осадочные толщи коры (интрузивный цикл).

IV. Позднемагматический очаг — уровень взаимодействий: завершающая магматическая фаза $\rightleftharpoons$ экранирующая толща. Обособление позднемагматических силикатно-флюидных фаз при экзотермическом переходе в состав радикала различных "гостевых" элементов (В, Ве, Р, S, С и др.), способствующих концентрации некогерентных элементов и компонентов летучих соединений и определяющих количественную и качественную основу рудогенного цикла. Деформации и преобразования надочаговых толщ.

V. Постмагматические очаги — уровень взаимодействий: флюидные фазы $\rightleftharpoons$ вмещающая среда. Обособление газовых фаз и их экзотермическая конденсация в преимущественно водных, в той или иной мере минерализованных растворах, в общем и целом участвующих в формировании гидросферы Земли.

Во взаимодействиях каждого данного очага (объекта) и противостоящей ему среды формируется (в основном одноактно) исходный вещественно-энергетический потенциал всей последующей иерархической "эстафеты" очаговых уровней взаимодействия (циклов развития) геосистемы. Этот потенциал зависит прежде всего от "теплозапирающих" [78] свойств среды, препятствующих вследствие ограниченной теплопроводности рассеиванию энергии объекта в тепловой форме, и от механических свойств среды, противостоящих разуплотнению и обособлению вещественных дифференциатов объекта.

Эта иерархическая эстафета активных очагов взаимодействий, возникающих на уровне крупных геофизических разделов, связанных с изменениями структуры вещества и форм его движения, вполне согласуется с концепцией "барьерных зон" и "бильярдных шаров" Г.Л. и Н.Л. Добрецовых [68, 69] и может быть охарактеризована, используя слова В.Н. Компаниченко [102, с. 11], как "геологический организм, перераспределяющий поступающую снизу энергию в соответствии со своим внутренним строением и характером взаимодействия с вмещающей средой". Причем в этой иерархии любые особенности данного очага зависят от конкретных особенностей предыдущего очага и его дифференциатов, предопределяющих потенциальные особенности последующего. Развитие каждого очага начинается с активизации вещества данного конструктивного уровня под воздействием разуплотняющихся дифференциатов предыдущего, с частичной их интеграцией, и завершается дифференциацией вновь возникшего очага с перемещением его активных разуплотненных дифференциатов — на последующий, а наиболее уплотненных ("пассивных") на предыдущий уровень. От первого к пятому очаговому уровню эффективность интеграционных процессов последовательно снижается, а дифференционных — возрастает. Энергетический потенциал и состав дифференциатов каждого очага (в том

числе обогащенность некогерентными и рудными элементами) зависят от молекулярной структуры дифференциатов предыдущего, от химических и изоморфных связей их компонентов и термодинамического режима обособления.

Формирование и развитие каждого магмообразующего очага и соответственно конструктивного уровня и цикла развития геосистемы связаны с разуплотнением очагового вещества, а затем (после разрядки в той или иной форме динамических напряжений) с его сжатием, т.е. с работой, совершаемой относительно внешней среды данного уровня на фоне подобной же, но более масштабной работы предшествующего уровня. Таким образом, механизм функционирования всех очаговых и межочаговых уровней в принципе одинаков, но с более или менее значительными коррекциями относительно различий молекулярных структур очагов и физического состояния их подвижных дифференциатов (расплавы, флюиды, газы, растворы) в межочаговых интервалах.

Формирование каждого очага сопровождается растяжением и утонением надочаговой толщи, фиксируемыми на геологической поверхности воздыманиями различных типов и порядков, соответствующих конструктивным уровням геосистемы. Прорыв вышележащих толщ дифференциатами очага ("рассеивание энергии") связан с разрядкой его динамических напряжений в зоне прорыва, фиксируемой на поверхности формированием прогибов и разрывных нарушений, масштабы и характер которых, естественно, зависят от масштабов и характера прорыва. Последующее обособление уплотненных фаз очага ("концентрация массы") неизбежно сопровождается сжатием надочаговых толщ, фиксируемым их фазами складчатости.

От очага к очагу уменьшаются масштабы, объем и площадь, а следовательно, и область реализации сопряженных с ним тектономагматических и иных процессов (структуры 1-го, 2-го порядков и т.д.; различные глубинные, ниже-, средне- и верхнекоровые разломы и т.д.), но возрастает контрастность составов подвижных дифференциатов и их относительная обогащенность некогерентными элементами, в том числе редкими и рудными.

Прорыв дифференциатов каждого очага может быть как вполне "сквозным", т.е. с выходом на поверхность, прерывающим "эстафету очагов" в высвобождении исходной порции мантийной энергии, так и более или менее экранированным следующим конструктивным уровнем, продолжающим эстафету. Короче говоря, от условий формирования каждого очага, от доли, степени и полноты реализации "сквозного" и "экранного" вариантов в движении его вещественно-энергетических дифференциатов зависит вся последующая цепь тектонических, магматических, седиментационных (амплитуда и режим в развитии поднятий и прогибов), метаморфических, рудогенных и любых иных событий в развитии геосистемы. Каждое звено этой ветвящейся цепи событий и явлений есть преддетерминированная функция всех остальных, и все остальные есть функция каждого. Следовательно, задача изучения генезиса гранитов и грани-

тогенной металлогении, как и любых иных аспектов развития геосистемы, заключена в возможно более четком и полном выявлении количества и качества взаимосвязей в иерархии ее статических, динамических и информационных (генетический код, преддетерминация) структур.

Очевидно, охарактеризованные ранее четыре группы гранитных формаций — эв-, мио-, миктогеосинклинальные и орогенные — являются промежуточными реалиями между крайними идеализированными ситуациями "сквозного дренирования" и "полного экранирования" магмагенерирующих источников. Фактические данные, характеризующие эти группы, достаточно хорошо согласуются с общими положениями предлагаемой теоретической схемы гранитогенеза.

Субэвгеосинклинальная группа формаций, наиболее близкая к ситуации сквозного дренирования, естественно локализуется в области осевых геосинклинальных трогов, интенсивно прогибающихся вследствие максимальной разрядки мантийных напряжений; отличается наиболее полным и катастрофическим обособлением и рассеиванием летучих и гранитогенных компонентов, исключая кальций и связанный с ним натрий. В условиях формирующегося экрана эвгеосинклинальных толщ плагиоклазовый эффект обеспечивает обособление плагиогранитов и анортозитов, тесно связанных с габброидами. При этом неизбежен складчатый линейно вытянутый "батолитовый" характер гранитоидов, обособляющихся и преобразующих свою структуру *in situ*.

Миогеосинклинальная группа формаций получает развитие в оптимальном режиме соседства зон сквозного дренирования мантии и экранирования ее дифференциатов, максимально обогащенных разнообразными некогерентными элементами, в основании блоков утоненной континентальной коры внутри (срединные массивы) и в обрамлении осевых геосинклинальных прогибов. При этом "вызревание" коровых очагов неизбежно обеспечивает относительное воздымание экранирующих их блоков коры, а интрузия гранитной магмы оказывается следствием замыкания эвгеосинклиналей, уплотнения мантийных очагов и связанных с этим деформаций коры и активизацией областей формирования коровых магматических очагов. Контрастность общих режимов развития миогеосинклинальных областей обеспечивает наибольшее разнообразие всех особенностей гранитоидов и связанных с ними производных.

Орогенные и особенно дейтероорогенные группы формаций располагаются в наибольшем удалении от осевых прогибов, но еще в области функционирования инициальных продуктов "сквозного прорыва". Следствия: наиболее длительное и полное развитие коровых очагов под внутренними областями срединных массивов и плит при их наибольшем воздымании: наиболее поздняя активизация с формированием наложенных поднятий и впадин с континентальными молассами: калиевый вулканоплутонический магматизм.

Промежуточное положение миктогеосинклинальной группы формаций между первыми двумя по главным параметрам соответствует и промежуточному характеру свойственного ей магматизма,

разнообразием его свойств и проявлений. Решающую роль в формировании гранитоидов этой группы, видимо, играет значительное утонение континентальной коры без существенного нарушения ее сплошности на начальной стадии и малая амплитуда внедрения магм на завершающей.

Эволюция астросистем связана, как ныне полагают, с реакциями циклов ядерного синтеза от водородно-гелиевого до кремниевожелезного [58, 94, 129]. Она выражается в смене периодов расширения (вплоть до взрывного) в начале и сжатия в конце каждого цикла (пульсации) при нарастающих: скоротечности и интенсивности процессов синтеза, усложнении строения звезды и разнообразии "побочных" продуктов синтеза. В ходе каждого цикла формируется уплотненное вещество ядра и разуплотненное — внешних оболочек и "короны" звезды.

Геосистемы — производные астросистем, эволюционирующие, не на ядерном, а на значительно более сложном молекулярном уровне организации материи. Однако вряд ли законы материи принципиально различны для ее смежных уровней организации, т.е., скорее всего, они одинаково связаны с циклами пульсаций объемов в функционировании триад вещественных состояний: разуплотненного ← исходного → уплотненного.

Представления о пульсационной переменности величины земного радиуса, выдвинутые О.Х. Хальгенбергом, рассматривались в работах М.А. Усова, В.А. Обручева [176] и развиваются далее Ю.А. Косыгиным, П.Н. Кропоткиным, В.Н. Лариным, Е.Е. Милановским, Ф. Мотадо, В.Б. Нейманом, В.И. Смирновым, Г.Б. Удинцевым, К. Уорреном, В.С. Федоровским, Ю.В. Чудиновым, В.М. Шемякиным, К.А. Шуркиным, автором и многими другими исследователями. В соответствии с этими представлениями ниже перечисляются основные формализованные особенности иерархии спиральноциклического развития конструктивных (очаговых) уровней геосистемы по унифицированным параметрам: 1, 2 — последовательные события начальной (1) и завершающей (2) стадий каждого цикла, 3 — формационные единицы данного цикла, доступные регистрации в коровых процессах, 4 — уровень очага магмообразования, 5 — конструктивные порядки гранитогенного рудогенеза, прогнозируемые на данном уровне исследований.

I. Тектоно-магматический мегацикл (прискойский, архейский, протерозойский, фанерозойский). 1. Разуплотнение мантии и растяжение литосферы, сводообразование и амагматичная деструкция коры — предпосылки обособления литосферных областей с доминантами сквозного, экранного или промежуточного варианта проникновения глубинного вещества. 2. Уплотнение мантии и обособление металлизированной "антиастеносферы" (геофизического слоя E) — сжатие литосферы и "панкратонизация" коры. 3. Общий стиль комплексов формаций (про-, протогосинклинальный, геосинклинальный и т.п.). 4. Слой Голицына. 5. Металлогенические эпохи.

II. Тектоно-магматические циклы. 1. Развитие астеносферного астенолита с утонением литосферы → рифтогенез → заложение ко-

ровых структур 1-го порядка с различными режимами развития (эв-, миогеосинклинальные, орогенные, дейтероорогенные, срединных массивов). 2. Обособление антиастенолитов с уплотнением подастеносферной мантии — сжатие надочаговой толщи с главной фазой складчатости и замыканием осевого геосинклинального прогиба. 3. Формационные комплексы. 4. Астеносфера (плюмаж мантийного диапира). 5. Рудные провинции и пояса.

III. Гранитогенные циклы. 1. Ультраметаморфизм и разуплотнение очагового вещества — растяжение и воздымание надочаговых толщ с заложением структур 2-го порядка ("вторичные", "молассовые" геосинклинали и др.). 2. Завершение регионального метаморфизма, уплотнение подочаговой толщи — замыкание прогиба 2-го порядка. 3. Ряды формации. 4. Интервал границ Мохоровичича и Конрада. 5. Рудные узлы и группы рудных полей, объединяемые сходными структурно-формационными зонами 2-го порядка.

IV. Интрузивные циклы. 1. Коровые очаговые диапиры и зоны проницаемости — развитие прогибов и поднятий 2-го порядка и заложение структур 3-го порядка, начало орогенеза. 2. Разрядка напряжений и уплотнение — сжатие, локальные фазы складчатости надинтрузивных толщ, завершение орогенеза и дейтероорогенеза. 3. Формации и интрузивные комплексы. 4. Зоны ультраметаморфизма. 5. Рудные поля в единых структурных зонах.

V. Рудогенные циклы. 1. Обособление позднемагматических фаз и фаций — формирование апикальных выступов массивов и деформации экранирующих толщ. 2. Уплотнение и контракция массивов и позднемагматических очагов с внедрением их дифференциатов вдоль проницаемых зон, провесы кровли массивов. 3. Фазы и фации интрузивных пород и генетические типы их производных. 4. Поздние фазы и фации массивов. 5. Участки рудных полей — месторождения определенной рудной специализации.

В этой иерархии циклов необходимо выделить следующее: во-первых, неизбежность перекрытия эпох сжатия и растяжения смежных циклов — например, растяжение толщ над коровыми очагами осуществляется на фоне общего сжатия толщ над мантийными очагами соответственно в "молассовый" и "эвгеосинклинальный" (по М.В. Муратову) периоды геосинклинального процесса; во-вторых, единая строгая хронометрия параллельных (гомологических) процессов невозможна, так как у каждого из них существует своя "событийная" шкала времени (закономерная последовательность определенных взаимосвязанных событий); в-третьих, исходные естественно-энергетические ресурсы эстафеты очагов гранито- и рудогенеза зависят от условий своего обособления, а следовательно, от особенностей строения литосферы, ее геологической истории.

Выделенные ранее четыре группы гранитных формаций и описание их особенностей, так же как общая схема цикличности тектоно-магматических процессов, опираются в основном на материалы фанерозойского мегацикла развития геосистемы. Но спирально-циклическое развитие геосистемы необратимо и, как отмечалось в начале работы, повторное возникновение аналогичных объектов лю-

бого ранга в геологических, как и в любых иных естественноисторических, процессах исключается. Это весьма наглядно выявляется на примере гранитоидов и связанных с ними месторождений.

Действительно, древнейшие образования гранитного слоя протокоры (~ 3500 млн лет) — "серые гнейсы", сопоставляемые с континентальной корой Луны (развитие которой на этом практически остановилось), — существенно плагиоклазовые, так же как связанные с ними преимущественно автохтонные гранитоиды.

Появление первых, также автохтонных, калиевых гранитов — "калиевый взрыв" — относится к концу событий архейского мегацикла (2500—2000 млн лет), после чего "включается некий источник калия, который продолжает функционировать в настоящее время" [25, с. 233]. Первые интрузивные калиевые граниты в заметном объеме появляются лишь в середине протерозоя в составе формации габбро-анортозит-рапакиви (если не считать "красных" калиевых гранитов в составе несколько более ранних "расслоенных" базит-гипербазитовых интрузий). В фанерозое интрузивные калиевые граниты доминируют. Щелочные граниты и сиениты, как, впрочем, и щелочные породы иных магматических формаций, появляются в основном в конце протерозоя, последовательно возрастая в течение фанерозоя в относительных масштабах и разнообразии форм проявления. Исключительно площадное развитие гранитоидов прискойского времени последовательно сменяется все более узколокальным, при все более четком контроле дизъюнктивами. Причем разнообразие гранитоидных формаций растет пропорционально разнообразию геолого-структурных условий их формирования.

Продуктивность прискойских гранитоидов ограничена и характеризуется скорее базальтофильным, нежели гранитофильным, профилем. Продуктивные производные позднеархейских гранитов представлены почти исключительно керамическими и комплексными литиеносными пегматитами. Последние наиболее сложны по составу и строению и совмещают в какой-то мере черты смежных — слюдоносных, грейзеновых, редкометаллогранитных и иных рудных формаций [170]. С протерозойскими гранитами, кроме керамических и наиболее разнообразных литиеносных и иных пегматитов, связаны слюдоносные пегматиты. Максимально разнообразны генетические типы гранитогенных месторождений, при последовательно возрастающей роли кварцево-жильных и постмагматических, в фанерозое, особенно в герцинском и киммерийском тектоно-магматических циклах. В мезо-кайнозое ведущая роль в концентрации литофильных рудных элементов все более переходит к различным магматическим формациям, завершающимся щелочными полевошпатовыми и фельдшпатоидными комплексами.

Очевидно, все эти изменения связаны прежде всего с последовательным усложнением и ростом числа конструктивных порядков геосистемы при общем возрастании мощности литосферы, а также с различными следствиями этих усложнений, особенно с возрастанием доли мантийной энергии, высвобождающейся в форме все более контрастных вещественных дифференциатов, обогащенных эле-

ментами, некогерентными в отношении молекулярных структур исходных и последующих магматических очагов, численно возрастающих по мере развития геосистемы. Так, в катархее выплавление первичной протокрыши осуществлялось, когда литосферы фактически еще не существовало, т.е. отсутствовал экран, способный обеспечить реализацию калиевополевошпатового тренда гранитообразования. Естественные следствия этого: единый мантийный очаг гранитообразования при полной доминанте плагиоклазового тренда, непосредственная дегазация мантии с рассеиванием щелочных и иных некогерентных элементов, формирование первичных атмо- и гидросфер, преимущественно сидерофильная специализация магматических, хемогенно- и вулканогенно-осадочных рудных формаций, связанных с участками и периодами резкого размежевания лейко- и меланократовых расплавов.

В архее существовала сравнительно маломощная, пластичная и механически однородная литосфера с высокой теплопроводностью, еще неспособная обеспечить сколько-нибудь значительные контрастность, четкость локализации и разнообразие T - P режимов разрядки динамических напряжений, но достаточная для массовой реализации калиевого тренда. Результат: мантийные и, вероятно, ультраметаморфогенные "нижнекоревые" очаги гранитообразования (по данным И.Д. Рябчикова, О.А. Богатикова, А.Д. Бабинского, изотопные отношения свидетельствуют о мантийном происхождении всех кислых пород архея), большая длительность процессов, довольно однообразная реализация совмещенных плагиоклазового и калиевополевошпатового трендов преимущественно автохтонного гранитообразования, форм и видов его рудных производных, совмещающих некоторые признаки смежных рудных формаций.

В протерозое мощность, механические свойства и латеральные неоднородности литосферы и коры (после "калиевого взрыва") уже достаточны для реализации мантийных, астеносферных и нижнекоревых очагов гранитообразования с различными вариантами "сквозного прорыва" и соответственно раздельным осуществлением плагиоклазового и калиевополевошпатового трендов со всеми вытекающими, в том числе рудогенными, следствиями этих процессов.

Усиленное развитие в течение протерозоя внешних оболочек планеты обеспечило в фанерозое функционирование мантийных, астеносферных, ниже- и верхнекоревых очагов гранитообразования и циклов рудогенеза, с четким обособлением эв-, мио-, миктогеосинклинальных, орогенных и дейтероорогенных стилей развития литосферы, гранитоидного процесса и рудообразования. Деструкционные процессы нового мегацикла, начальные события которого, видимо, связаны с распадом Гондваны и значительно перекрывают во времени и в пространстве события фанерозоя, естественно, наиболее контрастны, скоротечны и многоплановы, как и связанные с ними магматогенные процессы. Впрочем, все это уже особая тема, требующая к тому же привлечения значительного объема дополнительных данных.

Глава V

ГРАНИТОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Так или иначе, но все редкие и рудные элементы любых магматогенных месторождений ювенильны. Однако единственные несомненно мантийные магмы — базальтоидные. Причем при наибольшем разнообразии петрогенных элементов им свойствен и наибольший набор некогерентных элементов — редких, рудных и компонентов летучих соединений сидеро-, халько- и литофильного профиля, но сколько-нибудь заметные эндогенные месторождения в прямой связи с базитами практически неизвестны. Они оказываются производными завершающих фаз и фаций кислых, ультраосновных и щелочных магм. Но если все эти магмы так или иначе могут возникнуть как прямые или косвенные продукты бимодальной дифференциации базальтоидов, то последние заключают в себе наиболее общие противоположности не только магмато-, но и рудогенеза, существенно магматического (Cr, Ni, Pt, Ti, Fe) — в гипербазитовом завершении феннеровского тренда дифференциации, преимущественно постмагматического — в завершении боуэновского тренда и смешанного — в щелочных вариантах завершения обоих трендов. Правда, с инициальными суббазальтоидами осевых прогибов (от зеленокаменных поясов до эвгеосинклиналей фанерозоя) так или иначе связаны вулканогенно-осадочные (или хемогенно-вулканогенно-осадочные) стратиформные месторождения различных типов, тяготеющие к участкам бимодальной дифференциации базальтоидов, с продуктивностью и объемами пропорциональными контрастности и масштабам такой дифференциации [44, 59, 121 и др.].

Продуктивность гипербазитовых комплексов, как отмечалось, довольно четко прогнозируется по формационным, структурным, петрологическим, петрохимическим и иным признакам. Что же касается гранитов, то такие признаки крайне расплывчаты. "В физико-химическом аспекте кислые магмы даже с ординарным содержанием рудных металлов потенциально рудоносны" [10, с. 1448]. Более того, нередко случаи, когда месторождения каких-либо элементов связаны с массивами, в которых кларки этих элементов в целом понижены.

Согласно исследованиям В.В. Ляховича, "неспециализированная" гранитная магма содержит в себе количества рудных и редких элементов, достаточные для образования месторождений различных генетических типов и масштабов» ([137, с. 3,4]; разрядка моя. — И.Н.). А по данным Ю.П. Ивенсена [83], количество Pb, Sn, W в среднем месторождении равно их количеству, рассеянному в 1—2 км³ обычных магматических пород. То же самое ранее отмечалось и нами в отношении лития [173]. Иными словами, практически любой гранитоидный массив, любая гранитная магма в принципе могут служить источником формирования любых генетических типов гранитогенных месторождений с любой рудной специализацией.

Каковы же все-таки пути к решению поставленных во Введении к этой работе вопросов о причинах избирательной продуктивности однотипных гранитоидных формаций и комплексов, единичных массивов в их составах и отдельных участков в пределах последних?

Начнем с того, что ранние фазы гранитоидных комплексов, с которыми связаны месторождения каких-либо элементов, могут быть относительно обогащены ими в сравнении с поздними фазами и фациями, непосредственно предшествующими обособлению рудных производных, причем тем в большей мере, чем масштабнее и богаче связанные с ними месторождения. Отсюда — "правило полярности" В.И. Лодочникова: обратная зависимость по некогерентным элементам соответственно магматических и постмагматических продуктов дифференциации — и правило В.В. Ляховича: "...чем больше содержание ряда элементов в породообразующих минералах, тем меньше количество сосуществующих с ними акцессорных минералов" [137, с. 159], ибо обособление акцессорных минералов и рудных производных гранитов — явления в какой-то мере сопоставимые.

Как было показано [164, 166, 168], движение некогерентных редких и рудных элементов в ходе всего магматического процесса определяется двумя внутренними факторами — изоморфизмом с петрогенными (катионными) элементами магматического расплава и тяготением к химическим связям с анионами потенциально возможных летучих соединений. При этом у любого некогерентного элемента в каждом акте ликвидационной дифференциации возникает пятилучевой веер перспектив выбора своего пути: 1 и 2 — в кристаллическую решетку идиоморфных (1) и ксеноморфных (2) минералов относительно упорядоченной фазы (по данным В.В. Ляховича, они могут включать до 90% рудных и редких элементов общего их количества, рассеянного в породе), 3 — в акцессорные минералы той же фазы, 4 — в неупорядоченную магматическую или позднемагматическую фазу, 5 — в постмагматическую фазу. Лишь предпоследний вариант (4) этого "веера распределения" направлен к концентрации, все остальные направлены к рассеиванию данного элемента в магматических породах (1—3) и в их экзоконтактовых ореолах (5). При этом в 1-м и 2-м вариантах решающими являются изоморфные связи с петрогенными элементами соответствующих фаз, в 3-м — изоморфные и химические связи, в 4-м и 5-м — тяготение к химическим связям с потенциально возможными (4) и реальными (5) летучими соединениями. Иных путей, кроме веера пяти перечисленных, у рудных и редких и иных некогерентных элементов нет. И все пять обязательны, но в степени и мере, полностью зависящих от геологических условий, определяющих термодинамический режим дифференциации, а следовательно — состав, структуру и относительную роль упорядоченной и неупорядоченной фаз в каждом акте ликвидационной дифференциации. Таким образом, определенная структурная комбинация петрогенных элементов и компонентов летучих соединений в очередной относительно неупорядо-

ченной силикатной фазе является своего рода "фильтром" [168], обеспечивающим концентрацию в ней лишь определенной группы рудных и редких элементов. Остальные же вынуждены рассеиваться по 1—3-му и 5-му вариантам ("лучам") веера распределения.

Очевидно, что для концентрирования тех или иных полезных компонентов в компактных рудогенных производных больших объемов исходных магм необходимо, с одной стороны, чтобы в цепи последовательных актов их дифференциации не произошло раннего массового обособления летучих соединений, а с другой — чтобы изоморфные связи рудных и редких элементов с петрогенными упорядоченных фаз не оказались слишком результативными. И в том и другом случае необходимо длительное сохранение в структуре расплава анионных компонентов летучих соединений, наиболее способных к трансляционным перемещениям в молекулярном поле расплава совместно с рудными и редкими элементами. Отсюда, как справедливо полагает Ю.П. Трошин [238, с. 18], "обогащенность рудными элементами не так существенна для потенциальной рудной продуктивности расплавов, как их обогащенность транспортируемыми летучими компонентами". И наконец, еще одно обстоятельство: необходим своевременный достаточно контрастный акт дифференциации с обособлением сравнительно небольших объемов силикатных фаз, резко обогащенных компонентами летучих соединений. Это реализуется с началом позднемагматического периода дифференциации, промежуточного между магматическим и постмагматическим ("силикатно-флюидные" фазы по А.А. Маракушеву). Концентрированность и масштабность его проявления, по мнению ряда исследователей [10, 147, 168], — главные отличия рудогенных гранитоидных комплексов, массивов и их участков от безрудных. Наиболее полное и рельефное выражение позднемагматический период находит в пегматитовом процессе, но в более или менее сокращенной или "скрытой" форме (почти нефиксируемой в конечных продуктах дифференциации) предшествует формированию любых гранитогенных месторождений. Его основные особенности на молекулярном уровне определяются вхождением в радикал, в основном за счет алюминия, различных (в зависимости от условий процесса) гостевых комплексобразователей (В, Ве, Р, S, С и др.), разрыхляющих структуру расплава и резко повышающих возможность вхождения в нее анионов летучих соединений и вместе с ними редких и рудных элементов [164, 168]. Каждый из гостевых комплексобразователей в сочетании с теми или иными анионами летучих (ОН, F, Cl, СО) является "фильтрующим фактором" на пути к формированию месторождений определенных генетических типов и рудной специализации.

В целом позднемагматический период является, таким образом, "генеральным фильтром", способным обеспечить в зависимости от условий и особенностей своей реализации массовую мобилизацию какой-либо определенной группы рудных и редких элементов [168]. Эти элементы могут затем испытать или концентрацию в различных пегматитовых, пневматолитовых, гидротермальных фазах, фор-

мирующих соответствующие генетические типы месторождений, или (и) рассеивание во вмещающих породах (в первичных геохимических ореолах). Необходимо, однако, подчеркнуть, что при ведущей рудогенной роли относительно локальных условий реализации позднемагматического периода дифференциации все же в каждом конкретном случае время, место, возможность, характер и эффективность функционирования генерального фильтра того или иного типа и состава длительно подготавливаются всей историей магматизма — каждым звеном в цепи ее событий и геологических условий их реализации, начиная с обособления мантийных дифференциатов. И в каждом звене перед некогерентными элементами неотвратимо возникает необходимость рассредоточения (под регулирующим воздействием геологических условий) в пяти указанных направлениях, из которых лишь одно ведет к формированию месторождений. При обязательности всех пяти направлений достаточно очевидно, что вероятность доминанты, точнее, достаточно полного и неизменного использования лишь одного из них во всей цепи последовательных событий магматизма весьма незначительна. Вполне понятны поэтому представления об аномальности условий и уникальности процессов сверхорганизационного пути формирования эндогенных месторождений редких и рудных элементов, изначально рассеянных в огромных объемах исходной магмы. Между тем условия, процессы и пути эти отнюдь не случайны, но взаимообусловлены и функционально взаимосвязаны в саморазвитии геосистемы. В принципе они могут быть вполне детерминированы в сбалансированном геологическом, петро- и минералого-геохимическом контроле пятилучевых вееров движения редких, рудных и транспортирующих их элементов в каждом акте дифференциации, на каждой фазе общего процесса магматизма, на каждом конструктивном уровне геосистемы.

Особая специфика рудообразования в развитии гранитоидного магматизма — это резко доминирующая роль анионов летучих соединений в "проводке" редких и рудных элементов на всех веерных перекрестках последовательных актов дифференциации при незначительном влиянии, в отличие от иных типов магматизма, изоморфных связей этих элементов с петрогенными (за исключением редких щелочных, редкоземельных элементов и некоторых иных элементов, способных входить в радикал). Именно доминанта потенциальных химических и слабость реальных изоморфных связей некогерентных элементов в каркасных структурах кислых магм обеспечивают их общую высокую рудогенерирующую способность. В этих условиях понятна высочайшая роль позднемагматических (силикатно-флюидных) фаз, наиболее свойственных гранитоидам и допускающих не только максимальную доминанту 4-го луча веера распределения, но и его длительное совмещение с 5-м лучом в изначально едином молекулярном поле.

В целом особенности гранитогенной металлогенической специализации в ее калиевополевошпатовом варианте определяются тяготением большинства гранитофильных рудных элементов к химическим связям с ОН и фтором, присутствие которого в расплаве в

значительной мере гарантировано калием. И, поскольку калиевые комплексные соединения значительно устойчивее натриевых, рудность гранитоидов этого тренда в определенной мере зависит от отношения Na:K [146]. Соответственно если концентрация Li, Rb, Cs, отчасти Sn, Ta, Nb, W происходит при наиболее устойчивой и длительной аллохтонной пегматитовой реализации позднемагматического периода процесса с участием В, Ве, Р, ОН, то преимущественная концентрация Sn, W, Мо связана с менее устойчивой флюидной и, как правило, автохтонной фазой с участием В, F и ОН, а преимущественная концентрация полиметаллов связана с наиболее агрессивной, обогащенной Са, Fe антидромной фазой (нередко в составе "малых интрузий") с участием С, S, As, ОН, Cl при резко доминирующем пневматолит-гидротермальном и нередко взрывном завершении процесса.

В крайнем плагиоклазовом варианте при ограниченных ресурсах фтора преобладающая часть рудных элементов имеет с Са или достаточно жесткие прямые (TR, отчасти Pb, Sc), или косвенные связи через Mg и Fe (Cu, Zn, Ti, Cr, V, Мо, W и др.). По словам Н.В. Белова, "редкоземельные элементы — это лишь шлейф к пышному кристаллохимическому убранству их мощного гегемона — кальция" [18, с. 152]. По тем же причинам среди летучих здесь преобладают Cl, ОН, С, As, S, Р. При общей относительной убогости оруденения (рассеивающая роль "гегемона") это обеспечивает преимущественную концентрацию рудных элементов в участках относительно ранней контрастной дифференциации силикатных расплавов на мелано- и лейкократовые составляющие и отщепления летучих.

Практически осуществляются не крайние — плагиоклазовый и калиевополевошпатовый, а промежуточные варианты гранитоидного магматизма и рудообразования. В этой связи особо показательны судьба и роль лития — одного из главных катионов пироксеновой структуры, способного, находясь в октаэдрической позиции и выполняя основные функции, к изоморфизму с Mg и Fe, вследствие чего, естественно, "породы основного состава являются поставщиками лития, который концентрируется в них в гораздо больших количествах, чем в породах кислого ряда..." [206, с. 57]. Но, с другой стороны, литий в тетраэдрической позиции, выполняя кислотные функции, коррелируется с натрием и входит с ним в соединения с участием компонентов гранитофильных летучих соединений. И если обогащенность рудными элементами не так существенна для потенциальной продуктивности расплавов, как обогащенность транспортируемыми летучими компонентами [238], то понятно, что наибольшие концентрации лития связаны с гранитными пегматитами, но в формациях, в составе которых заметная роль принадлежит ранним габбро-диоритовым фазам и фациям, а структурно-тектонические позиции определяются краевыми частями срединных массивов и миогеосинклиналей, пограничных с эвгеосинклиналями или иными зонами сквозного дренирования мантии.

Совершенно очевидно, что все вышеупомянутые "если", необходимые для осуществления тех или иных вариантов гранитоген-

ного рудогенеза, возникают на молекулярном уровне развития геосистемы, но целиком зависимы от термодинамического режима, т.е. от геологических условий протекания процессов в иерархии всех конструктивных порядков геосистемы.

Сколько-нибудь детальное рассмотрение всего этого выходит за рамки данной работы, основная задача которой подчеркнуть необходимость системного подхода, наметив основные направления к решению генетических проблем формирования гранитов и гранито-генных месторождений и к разработке методов их практического использования. Тем не менее ниже приводится все-таки весьма краткая схема формализованных геологических критериев обнаружения гранито-генных месторождений в иерархии конструктивных порядков геосистемы и соответственно в последовательных масштабах исследований, главным образом применительно к редкометальным пегматитам¹.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Прежде всего предельно кратко о специфике самых редкометальных пегматитов.

Всем нередкометальным гранито-генным пегматитовым формациям и непродуктивным жилам и жильным сериям редкометальных полей свойственны одни и те же петрогенные минералы (в различных соотношениях), общее число минералов, не превышающее 40—50, и единая последовательность минеральных комплексов или зон: краевые полевошпатовые гранитной и (или) графической структуры → промежуточные блоковые → осевые кварцевые с "излюбленным" [198] местом специфической (для данной формации) минерализации в периферии последних. Ситуация резко меняется с внедрением в эту последовательность минеральных комплексов с петрогенными литиевыми минералами, не встречающимися в таком качестве ни в каких иных эндогенных формациях и в целом значительно усложняющих строение пегматитов. При этом, исключая бериллий, заметные количества редких элементов и олова свойственны лишь литиеносным жильным сериям, а общее число минералов в них достигает 200 и более при наибольшем разнообразии "гостевых" катионов-комплексобразователей (В, Ве, Р).

Все это дает основание усматривать одну из основных, если не единственную причину общей специфики формации редкометальных пегматитов в их литиеносности, нарушающей стандартное течение пегматитообразования, и полагать, что обособление литие-носных расплавов — явление экстраординарное, требующее особых условий, что согласуется с ограниченной встречаемостью редкометальных пегматитов. Регистрация лития и минеральных форм его фиксирования создает принципиально новые, значительно более строгие и глубокие основы генетической и промышленной классификации редкометальных пегматитов. Как было показано [168], разнооб-

разие их типов достаточно четко коррелируется с относительной ролью в них петрогенных — раннего и позднего сподумена, лепидолита и иных литийсодержащих слюд в составе определенных минеральных комплексов. Ранний сподумен в составе "сподуменового" комплекса неизменно составляет ~25% его объема и представлен равновеликими идиоморфными кристаллами, равномерно распределенными в массе кварца и альбита при отсутствии или ограничении развития иных минералов. Поздний сподумен представлен разновеликими идиоморфными кристаллами, неравномерно распределенными в кварце совместно с субидиоморфными поздними полевыми шпатами, поздним петалитом, амблигонитом, поллучитом, слюдами, минералами В, Ве, Р, Та, Sn и иными минералами "полиминерально-кварцевого" комплекса [168]. Лепидолит, помимо скоплений и гнезд в полиминерально-кварцевом комплексе, образует самостоятельный "кварц-альбит-лепидолитовый" минеральный комплекс [154]. В зависимости от доминанты одного из трех перечисленных минеральных комплексов выделяются три генеральные (с учетом возможности более дробных подразделений) группы редкометальных пегматитов с доминантой: А — сподуменового, В — полиминерального, С — литиево-слюдистого комплексов. Если сопоставить эти подразделения с существующими классификациями, то в натро-литиевом типе пегматитов А.Е. Ферсмана [247] выделяемым группам в основном соответствуют подтипы: А — натриево-сподуменовый, В — литиево-фосфатный комплексный, С — лепидолитовый. По развернутой классификации автора [168] это: А — антидромная, В — гомодромная, С — грейзен-пегматитовая группы, объединяющие 11 типов пегматитов (за счет необратимости возрастных изменений каждой группы и вариаций локальных условий формирования); по классификации М.В. Кузьменко: А — литиевый, В — комплексный, С — фтор-тантал-литиевый типы [117]; у Н.А. Солодова: А — альбит-сподуменовый, В — сподумен-микроклин-альбитовый, С — альбит-лепидолитовый типы [226]; по А.И. Гинзбургу: А — сподуменовый, В — сподумен-берилл-танталовый, С — лепидолит-микролитовый [53]. Выделяемые в этих классификациях альбитовые и касситеритовые, а также бериллиевые и мусковитовые типы являются, по нашему мнению, крайними разновидностями соответственно А и С групп пегматитов, а также нередкометальных жильных серий.

Наиболее важными в данном контексте особенностями выделяемых групп, именуемых по доминирующему комплексу, являются следующие.

А. Крутопадающие жильные серии, резко вытянутые вдоль тектонически активных зон. Жильные граниты и (или) гранит(аплит)-пегматиты, предшествующие пегматитам, малохарактерны. Количество минералов 20—40; из них полностью преобладают альбит и сподумен, менее распространен кварц, количество калиевого полевого шпата пониженное. Кроме Li, отчасти Sn, концентрации иных металлов незначительны, но обширные экзоконтактные ореолы могут быть заметно обогащены К, Na, В, Ве, Р, F, Li, Cs и др.

В. Преимущественно пологие тела сопряжены с жильными гра-

¹Приводимая схема является дальнейшим развитием и уточнением предыдущих [162, 164, 168, 169].

нитами и гранит-пегматитами, нередко крутопадающими. Полиминеральные комплексы слагают внутреннюю периферию кварцевых обособлений (в отличие от "комплексов замещения" их внешней периферии), осевые части и раздувы жил, иногда почти весь их объем. Жилы обогащены кварцем и калиевым полевым шпатом (с учетом пегматитовой составляющей гранит-пегматитов). Общее количество минералов достигает 100—150 и более, при значительных концентрациях минералов Li, Ta, Cs, Sn, Be, B, P. В крайних типах пегматитов этой группы примечательны миаролы, занорыши и щелевидные полости с кристаллами кварца, кунцита, гидденита, цветных турмалинов, бериллов и др. Заметные экзоконтактовые ореолы (кроме узких оторочек) не характерны и в целом по интенсивности обратно пропорциональны продуктивности жил.

С. Умеренно пологие жилы, обычно на непосредственном продолжении гранит-пегматитовых апофиз сравнительно малоглубинных интрузивных массивов. Незначительное проявление долитиевых минеральных комплексов. Количество минералов 30—40. Обогащенность фтором, не свойственная II и особенно I группе пегматитов. Помимо слюд (Li, Cs), нередко характерны литиевые фосфаты, локально высокие концентрации минералов Ta, Be, Sn, реже W, Mo. Экзоконтактовые ореолы — в основном на выклинивании жил — обогащены Li, Rb, Cs, Be, P, F и др.

Между А и В, В и С группами существуют промежуточные разновидности пегматитов. Четвертая экзотическая "петалит-водженит-танталитовая" [53], или "совмещенная" [170], группа пегматитов объединяет в себе особенности первых трех (а в какой-то мере и любых иных гранитогенных месторождений), характеризуясь в ряде случаев ксеноморфными выделениями петрогенного раннего петалита в составе раннего полевошпатового комплекса.

Основные особенности лития по данным различных исследователей: низкий энергетический потенциал и высокая зависимость минералообразования от изоморфных с ним более энергетичных катионов; значительное понижение вязкости и температуры кристаллизации гранитных расплавов и повышенная трансляционная подвижность в их молекулярном поле; высокое химическое сродство к фтору, фиксирующееся, однако, лишь при относительно низких давлениях и температуре; способность находиться в силикатных соединениях как в октаэдрической позиции модификатора, так и в тетраэдрической позиции комплексообразователя или, подобно Н, функционировать в обеих позициях сразу. В первой позиции: наибольший изоморфизм с Mg и Fe²⁺ в плотных орто- и метасиликатной цепочечной структурах, при повышенной корреляции с Na в последней; во второй: наибольший изоморфизм с Be, разделяющим позицию Al, корреляция с K, Rb, Cs, резкое разуплотнение каркасной алюмосиликатной структуры и повышение ее изоморфной емкости к некогерентным элементам (в том числе с большими R_i). Двойная позиция фиксируется в биметасиликатных слоистых структурах.

Таким образом, есть основания полагать, что в тетраэдрической позиции, снижая температуру кристаллизации и разрыхляя каркас-

ную структуру позднемагматического расплава, литий способствует его флюидизации, значительно повышая изоморфную емкость и обогащенность разнообразными, в том числе редкими и рудными, элементами. При этом ранний массовый антидромный (А) генеральной группы в октаэдрическую позицию в сподуменовой (А) генеральной группе редкометальных пегматитов ведет к обогащению расплава Na и обеднению Si и K при перестройке его каркасной структуры в значительно более плотную и "основную" метасиликатную с одновременным сбросом некогерентных для нее элементов во флюидно-газовые фазы, формирующие экзоконтактовые ореолы жильных пегматитовых серий. Причем высокая обогащенность литием, сброс флюидно-газовых фаз и преобразование каркасной структуры пегматитовых расплавов в метасиликатную — все это, видимо, в равной мере является следствием термодинамического режима их обособления и последующего перемещения, т.е. режима смены магматического периода дифференциации позднемагматическим и реализации последнего. Сохранение лития частично или полностью в тетраэдрической позиции вплоть до начала преобразования каркасно-силикатной структуры в каркасно-окисную (кварцевую), без заметных сбросов и рассеивания флюидно-газовых фаз, вполне естественно обеспечивает формирование полиминеральной (В) группы редкометальных пегматитов. В T-P режиме завершения магматического процесса, близком к постмагматическому, литий получает возможность (особенно при содействии В, Be, Р) привлечения в позднемагматический расплав значительных количеств фтора, более свойственного грейзеновому процессу, доминирующему в литиево-слюдистой (С) группе пегматитов.

Совмещенная группа, в сущности, свойственна лишь позднему архею (месторождения Бикита в Южной Африке, Берник-Лейк в Канаде, Воджина в Австралии и др.), т.е. специфическим геологическим условиям, непосредственно следующим за "калиевым взрывом". В этих условиях редкометальные пегматиты совмещенной группы представляют собой практически единственные продуктивные производные субавтохтонных (с интрузивными апофизами) гранитоидов позднего архея [170].

Классификационная схема редкометальных пегматитов приведена в форме гистограммы на рис. 1, дополненной данными по главным промышленным минералам всех генетических типов гранитогенных месторождений (рис. 2). В каждой из групп (исключая "совмещенную") выделено по два крайних типа пегматитов. При этом четные типы (II, IV, VI) доминируют в более древних, нечетные (III, V, VII) — в более молодых тектоно-магматических мегациклах и циклах.

Приводимая далее общая схема пятярусной (в соответствии с иерархией генеральных конструктивных уровней геосистемы) геодинамической модели гранитогенного рудообразования оптимально развернута, как уже отмечалось, лишь в применении к редкометальным пегматитам. Для их всесторонней характеристики обобщены фактические данные практически по всем известным редко-

Поздне-постмагматический цикл рудообразования (м-б исследований 1 : 10 000 – 1 : 100)		Типы литиеносных пегматитов						
		совмещенный	сподуменовые		полиминеральные		Li-слюдитые	
			сподумен-полево-вошатовый	сподумен-альбитовый	полиминерально-кварцевый	полиминерально-кварцевый с полостями	лепидолит-альбитовый	слюдисто-полево-вошатово-кварцевый
6	Стадии и этапы	I	II	III	IV	V	VI	VII
Грейзеновая и пневматолитогидротермальная	сульфидная							
	метасоматическая							
	автобрекчиевая							
	слюдистая							
	лепидолитовая							
Флюидная	Минералы	флюорит, топаз						
		слюды						
		B, Be, P						
		кварц						
		сподумен-3						
	полости							
	занорыши							
	миаролы							
Кварцевая								
Полиминерально-кварцевая	Минералы	слюды						
		окислы металлов						
		B, Be, P						
		поллуцит						
		амблигонит						
		сподумен-2						
		петалит-2						
		полевые шпаты						
		сподумен-1, 2						
Альбитовая								
Сподуменовая								
Петалитовая								
Микроклиновая								
Плагиоклазовая								
Относительная распространенность								
Относительная промышленная значимость								

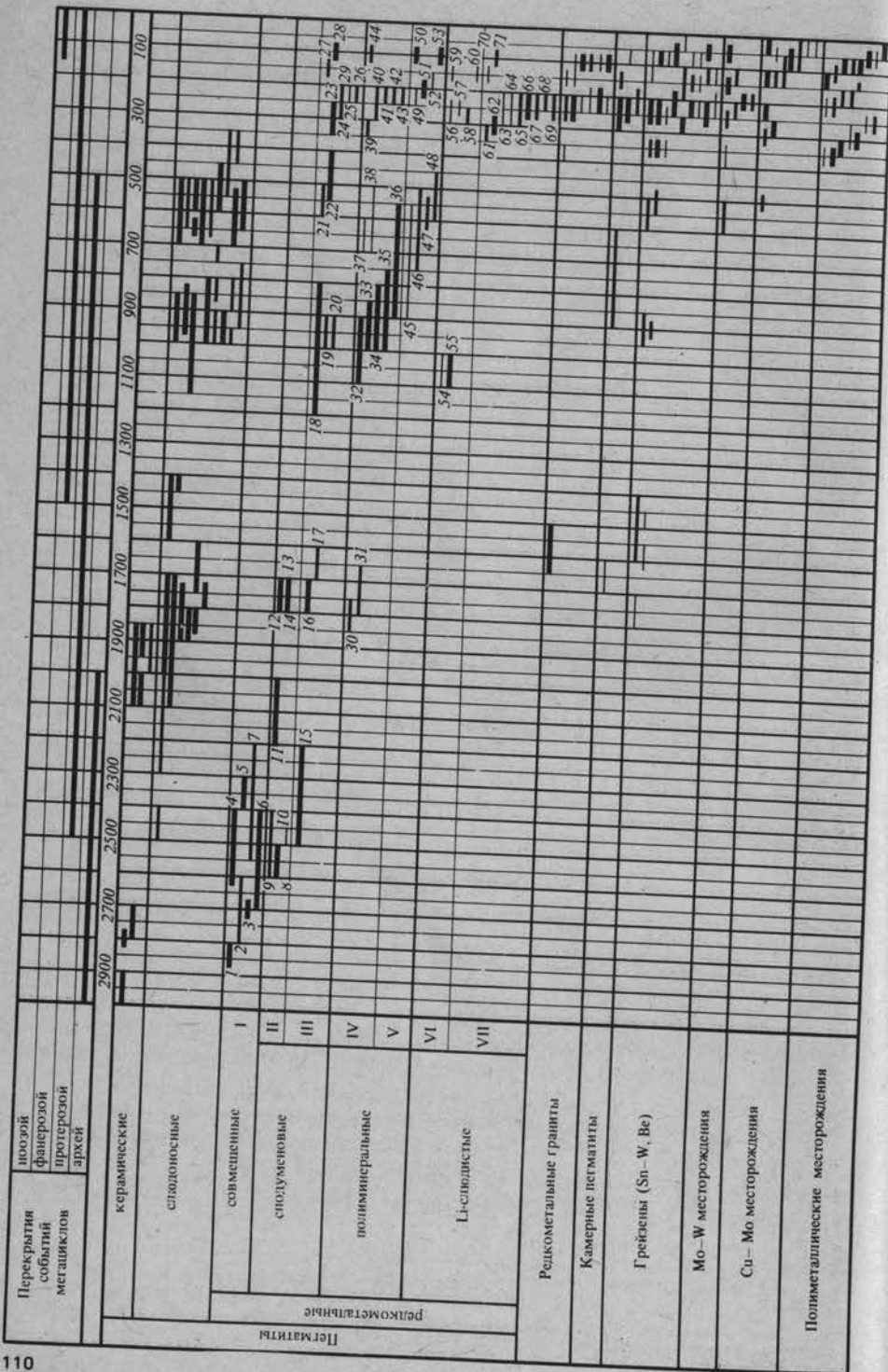
Промышленные минералы		Типы литиеносных пегматитов						
		I	сподуменовые		полиминеральные		Li-слюдитые	
			II	III	IV	V	VI	VII
7	Вольфрамит							
	Касситерит							
	Симпсонит и др.							
	Микролит							
	Танталит							
	Колумбит							
	Берилл							
	Ювелирные камни							
	Циннвальдит и др.							
	Лепидолит							
	Поллуцит							
	Амблигонит							
	Петалит							
	Сподумен-2							
	Сподумен-1, 2							
	Сподумен-1							
Сырьевые ресурсы	Sn							
	Ta							
	Cs							
	Li							
	Be							

Рис. 2. Промышленные минералы различных типов гранитогенных месторождений

металлопегматитовым провинциям, полям и месторождениям мира. Схема включает ограниченный перечень формализованных критериев, наиболее доступных для регистрации при проведении геологических исследований соответствующих масштабов и большей частью лишь косвенно отражающих геодинамические процессы данного конструктивного уровня. Оценка значимости того или иного критерия или признака для каждого типа месторождений дана в

Рис. 1. Классификационная схема редкометальных пегматитов

Последовательность стадий и этапов (зон или минеральных комплексов) пегматитового процесса прослеживается снизу вверх; штриховкой выделены стадии, определяющие данную генеральную группу пегматитов



гистограммах с условной пятибалльной градацией, допускающей машинную обработку информации. В дополнение к гистограммам приводятся краткие обоснования выделяемых закономерностей применительно только к редкометальным пегматитам.

МАГМАТОГЕННЫЙ МЕГАЦИКЛ

Начало мегацикла, связанное с обособлением исходного вещественно-энергетического потенциала мантии, определяет все последующие тектоно-магматические и иные активные процессы литосферы, развивающиеся в рамках унаследованности, и основные черты соответствующей металлогенической эпохи.

На рис. 3 сведены многочисленные эмпирические данные распределения различных генетических типов гранитогенных месторождений по эпохам (данные "абсолютного" возраста), а на рис. 4 при некоторой корреляции атомных и геологических (событийных) временных интервалов и их перекрытий выделены металлогенические эпохи в рамках тектоно-магматических мегациклов и циклов.

Целесообразно вновь подчеркнуть непродуктивность начальных циклов каждого мегацикла (в шкале геологического времени), отсутствие в докембрии заметных проявлений иных, кроме пегматитовых, продуктивных производных гранитов, а в архее — доминанту совмещенных литиеносных пегматитов. Каждой же последующей эпохе свойствен свой набор типов месторождений и их разновидностей (в том числе для каждой из трех редкометальнопегматитовых групп), возрастающий от начальных к конечным циклам каждого мегацикла и от мегацикла к мегациклу. В такой же последовательности сдвигаются максимумы процессов рудогенеза от высоко- к низкотемпературным стадиям и этапам поздней и постмагматических процессов при соответствующем изменении особенностей минерализации [168, 170].

Рис. 3. Абсолютные возрасты гранитогенных месторождений и групп месторождений [168]

Толщина линий соответствует масштабам, номера линий — наименования месторождений: 1 — Воджина (Австралия), 2 — Пилгангури (Австралия), 3 — Гринбушес (Австралия), 4 — Бикита (Зимбабве), 5 — Берник-Лейк (Канада), 6 — Гвиана (Южная Америка), 7 — Северо-Запад СССР, 8 — Йеллоунаф-Болье (Канада), 9 — Прейсак-Лаккорн (Канада), 10 — Слейв (Канада), 11 — Эбурнейский пояс (Африка), 12 — Сибирь (СССР), 13, 14 — Восточная Сибирь (СССР), 15 — Северо-Запад СССР, 16 — Восточная Сибирь (СССР), 17 — Украина, 18 — Кибаро-Бурунди (Африка), 19 — Мононо (Африка), 20 — Лугулу (Африка), 21 — Сибирь, 22 — Риу-Гранде-до-Сул (Южная Америка), 23 — Каролина (США), 24 — Средняя Азия, 25, 26 — Казахстан, 27 — Забайкалье, 28 — Гиндукуш (Афганистан), 29 — Средняя Азия, 30 — Питео, Кимито (Финляндия), 31 — Варутреск (Африка), 32 — Блэк-Хилс (Южная Дакота, США), 33 — Намаленд (Африка), 34 — Дамараленд (Африка), 35 — Кибаро-Бурунди (Африка), 36 — Минас-Жераис (Южная Америка), 37 — Восточная Сибирь, 38 — Борборема (Южная Америка), 39 — Сан-Луис (Южная Америка), 40 — Центральная Азия, 41—43 — Казахстан, 44 — Гиндукуш (Афганистан), 45 — Минас-Жераис (Южная Америка), 46 — Борборема (Южная Америка), 47 — Алту-Лигонья (Африка), 48 — Мадагаскар, 49 — Гринвуд, Букфилд (Аппалачи, США), 50 — Севастево (Забайкалье), 51 — Мэн, Нью-Гемпшир (Аппалачи, США), 52 — Фабулоти, Феноменаль (Южная Америка), 53 — Сан-Диего, Пала (Северная Америка), 54 — Кварц-Крик, Базока, Уолден (Северная Америка), 55 — Эйгт-Мейл-Парк (Северная Америка), 56 — Унчульское (МНР), 57 — Средняя Азия, 58 — Хух-дель-Ула (МНР), 59, 60 — Забайкалье, 61 — Фабулоти, Феноменаль (Южная Америка), 62 — Кордова (Южная Америка), 63 — Казахстан, 64 — Бэркинское (МНР), 65 — Восточное Гоби, 66 — Алабама (Аппалачи, США), 67 — Аш-Вернержов (Рудные горы), 68 — Казахстан, 69 — Забайкалье, 70 — Северо-Восток СССР, 71 — Средняя Азия

Магматогенный мегацикл (м-б исследований 1 : 5 000 000—1 : 1 500 00)		Тектоно-магматические мегациклы и циклы									
		архейский			протерозойский			фанерозойский			альпийский
		алданский	ребольский	киватинский	раннеарельский	позднекарельский	рифейский	каледонский	герцинский	киммерийский	
Пегматиты	керамические										
	слодоносные										
	литиевые	I									
		II									
		III									
		IV									
		V									
		VI									
		VII									
	Редкометалльные граниты										
	Камерные пегматиты										
Грейзены	внутриинтрузивные										
	надинтрузивные										
Mo—W месторождения											
Cu—Mo месторождения											
Полиметаллические месторождения											

Рис. 4. Прогнозные и поисково-оценочные критерии гранитогенных месторождений в последовательности конструктивных порядков и циклов развития геосистемы. Порядок 1. Тектоно-магматические мегациклы

Все это находит объяснение в изменениях режима обособления, а следовательно, и состава дифференциатов мантии в связи с необратимым ростом мощности литосферы, ее механических свойств, неоднородностей и амплитуд разрядки мантийных (очаговых) напряжений, с ростом четкости, этапности и контрастности функционирования всей иерархии конструктивных уровней геосистемы, ее очаговых и межочаговых интервалов. Непродуктивность гранитоидов начальных циклов каждого мегацикла — естественное следствие полной доминанты в их развитии инициального магматизма сквозного прорыва с утратой подавляющей части литофильных компонентов во флюидно-газовых отщеплениях. Последние создают, однако, предпосылки формирования хемогенно-осадочных, в том числе стратифицированных, месторождений.

Строго говоря, в силу необратимости развития и соответственно

неповторимости геологических ситуаций вся последующая схема модели должна разветвляться в трех ветвях, соответствующих мегациклам развития геосистемы. Впрочем, почти то же самое относится и к каждому ее последующему циклу, хотя и при снижающихся различиях ситуаций параллельных (гомологических) рядов изменчивости одноранговых возрастных интервалов. Однако это тема дальнейших исследований.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Основные параметры геологических ситуаций приведены на гистограммах на рис. 5. Характерны: общая приуроченность редкометалло-пегматитовых провинций (как, впрочем, и иных гранитогенных рудных провинций) к геосинклинальным областям с кратонизированным блоковым фундаментом, ограниченным по фронту осевыми прогибами данного цикла, на флангах — региональными ("сквозными") поперечными структурами; отсутствие значительных аномалий магнитного поля, сравнимых с четкими линейными аномалиями осевого прогиба.

Специфика архейских провинций: локализация во внутренней периферии гранито-гнейсовых овалов древних щитов, ограниченных суженными интервалами зеленокаменных поясов с пониженным развитием вулканических пород (при преобладании разностей основных в низах, кислых в верхах разрезов); тяготение к районам перегибов простираций зеленокаменных поясов.

Специфика среднепротерозойских провинций: локализация в активизированной периферии протоплатформ вдоль линейных раннепротерозойских эвгеосинклинальных прогибов, преимущественно в интервалах их сужения (особенно "шовного" типа), ограниченных региональными поперечными разломами фундамента.

Специфика верхнепротерозойских провинций: локализация в сводовых поднятиях краев древних платформ, но в удалении от эвгеосинклиналей (области диасхизиса и т.п.) на пересечении региональных разломов фундамента; поздняя тектоно-магматическая активизация предшествующего субплатформенного режима.

Специфика позднепалеозойских провинций: локализация в миогеосинклиналях фанерозойских складчатых поясов в краевых частях срединных массивов, геоантиклинальных и иных поднятий с кристаллическим фундаментом, расположенных внутри или в обрамлении вдоль линейных раннепалеозойских эвгеосинклинальных прогибов (с каледонской или раннегерцинской складчатостью), в их суженных интервалах, ограниченных поперечными структурами.

В мезозоидах в отличие от палеозоид: локализация в перифе-

Рис. 5. Прогнозные и поисково-оценочные критерии гранитогенных месторождений в последовательности конструктивных порядков и циклов развития геосистемы. Порядок 2. Тектоно-магматический цикл

Рис. 6. Прогнозные и поисково-оценочные критерии гранитогенных месторождений в последовательности конструктивных порядков и циклов развития геосистемы. Порядок 3. Гранитогенный цикл

Тектоно-магматический цикл (м-б исследований 1 : 1 000 000—1 : 500 000)		Керамические пегматиты	Слюданосные пегматиты	совмещенные	Литиеносные пегматиты							Редкометаллические граниты	Каменные пегматиты	Грейзены	Полиметаллические месторождения	
					сподумен- новые			полиминеральные		Li-сплю- дистые						
					I	II	III	IV	V	VI	VII					
Относительная роль стадий цикла	инициальная															
	инверсионная															
	орогенная															
	позднеорогенная															
Относительная роль режимов в прогибах 1-го порядка	зеленокаменного пояса															
	протогеосинклинальный															
	эвгеосинклинальный															
	миогеосинклинальный															
Поднятия 1-го порядка, локализующие продуктивный магматизм	тип поднятия	четкость проявления														
		поперечные структуры														
		устойчивость воздымания														
		края кратонов, гранито- гнейсовых овалов и т.п.														
		горст-антиклинали														
		срединные массивы														
		своды, области диашизиса														
Продуктивный магматизм	соскладчатый															
	позднескладчатый															
	постскладчатый															
	внегеосинклинальный															
Рудные пояса и провинции	линейные															
	поперечные															
	изометричные															
	мозаичные															

Рис. 5

Гранитогенный цикл (м-б исследований 1 : 200 000—1 : 100 000)			Керамические пегматиты	Слюдяносные пегматиты	Литиеносные пегматиты							Редкометаллические граниты	Каменные пегматиты	Грейзены	Полиметаллические месторождения		
					сподумен- новые		полиминеральные		Li-споду- стистые								
									I	II	III					IV	V
3																	
Прогнбы 2-го порядка	положение в поднятиях 1-го порядка	краевое															
		внутреннее															
	тип прогиба	синклинали															
		грабены															
		троги															
		мульды															
	режим	геосинклинальный															
		промежуточный															
		континентальный															
	выполнение прогиба		карбонатное														
			терригенное														
			молассовое														
		вулканы	основные														
			средние														
			кислые														
Характер складок		туфы, игнимбриты															
		крутые, напряженные															
		умеренные															
Поднятия 3-го порядка		пологие, сундучные и т.п.															
		отчетливые															
		поперечные															
Позиция рудных полей в поднятиях		продольные															
		внешняя периферия															
		внутренняя периферия															
		внутренняя область															

Рис. 6

рии более изометричных в целом областей, с более поздней — дейтероорогенной активизацией субплатформенного режима.

Краевое положение провинций литиеносных пегматитов объясняется, как уже отмечалось, необходимостью тесной связи очагов корового гранитообразования с зонами сквозного прорыва мантийных суббазальтоидных поставщиков лития.

ГРАНИТОГЕННЫЙ ЦИКЛ

Комплекс критериев, сведенных в гистограммах на рис. 6, характеризует особенности структурно-формационных и тектоно-магматических процессов, косвенно отражающих динамику формирования коровых магматических очагов.

Среди общих особенностей данного конструктивного уровня геосистемы, создающих предпосылки формирования продуктивных месторождений, целесообразно выделить в качестве положительных факторов незначительность развития основного догранитоидного магматизма данного цикла и существование наложенных впадин с молассоидным выполнением (наиболее четким в фанерозое, наименее — в архее), предшествовавших и сопровождавших гранитоидные интрузии и коррелирующихся с ними по масштабам.

Специфика архейских областей — слабая контрастность тектонических движений; среднепротерозойских — наложенные грабен-синклинальные структуры второго порядка, неравномерная, но в целом интенсивная складчатость; верхнепротерозойских и герцинских — блоковые прогибы и мульды, неравномерная, близкая к германотипной складчатость; киммерийских — германотипная и брахиформная складчатость.

Формирование наложенных впадин и характер их выполнения — следствия разрядки динамических напряжений коровых очагов в ходе гранитной интрузии, тем более контрастных, чем значительнее вещественно-энергетический потенциал интрузии, т.е. ее обогащенность некогерентными элементами и компонентами летучих соединений. Отсутствие догранитоидного магматизма в пределах данного надочагового поднятия — свидетельство нерастраченности исходных ресурсов корового гранитогенеза.

ИНТРУЗИВНЫЙ ЦИКЛ

В дополнение к гистограммам на рис. 7, характеризующим основные особенности интрузивного процесса, необходимо выделить следующее.

Продуктивные интрузивные комплексы тяготеют к локальным, особенно поперечным поднятиям внутри или в непосредственном ограничении наложенных прогибов второго порядка (наиболее чет-

Рис. 7. Прогнозные и поисково-оценочные критерии гранитогенных месторождений в последовательности конструктивных порядков и циклов развития геосистемы. Порядок 4. Интрузивный цикл

4	Интрузивный цикл (м-б исследований 1 : 100 000—1 : 25 000)		Керамические пегматиты	Слюдяные пегматиты	Литиеносные пегматиты							Редкометал- ные граниты	Камерные пегматиты	Грейзены	Полиметаллические месторождения		
					совмещенные	сподумен- новые			полиминеральные		Li-споду- дитые						
						I	II	III	IV	V	VI					VII	
Структурный контроль	продольные структуры																
	поперечные структуры																
	пересечения, перегибы																
	кольцевые структуры																
Характер- ные фации	эффузивные																
	экструзивные																
	интрузивные																
Морфология массивов	в разрезе	батолитоподобные															
		обособленные															
		степень уплощения межформационных массивов															
		центральные															
	в плане	вытянутые															
		неправильные															
		овальные															
	степень дискордантности																
Уровень метаморфизма	Глубина становления массивов (в км)		8														
			6														
			4														
			2														
Магматический процесс	Уровень метаморфизма	амфиболовый высокий															
		амфиболовый низкий															
		зеленосланцевый															
		слабый															
	поздние фазы	микроклин-альбитовые															
		существенно микроклиновые															
		мусковитовые															
		двуполевошпатовые															
		двуслюдяные															
		двуполевошпатовые															
		повышенной основности															
		внедренные															
	ранние фазы	фациальные															
		двуслюдяные граниты															
		биотитовые граниты															
		плагиограниты															
диориты, гранодиориты																	
габбро, габбро-диориты																	
аллохтонные																	
автохтонные																	

ко в фанерозое, наименее — в архее), или "молассовых геосинклиналей" по М.В. Муратову [160].

Специфика гранитоидов материнских для антидромной (сподуменовый) группы пегматитов: обособленность батолитоподобных массивов, вытянутых согласно простиранию продольных структур; преобладание равномерно-зернистых двуполевошпатовых биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов с ограниченными фациями двуслюдяных, тяготеющих к выступам и апофизам массивов.

Специфика гранитоидов материнских для гомодромной (полиминеральной) группы пегматитов: массивы преимущественно неправильной формы, контролируемые оперением региональных разломов в более или менее значительном удалении от осевых геосинклинальных прогибов; формирование обширных надинтрузивных купольных структур; доминирующая роль двуслюдяных, часто порфировидных гранитов с поздними фациями существенно микроклиновых, слагающих апофизы, реже — сателлиты массивов.

Гранитоиды литиево-слюдистых пегматитов отличаются заметным развитием мусковитовых существенно микроклиновых и микроклин-альбитовых гранитов, четко порфировидных, иногда с миаролитовыми и пегматоидными фациями, с заметной ролью бор- и фторсодержащих минералов и наиболее значительными экзоконтактовыми ореолами фельдшпатизации, ослюденения, турмалинизации, иногда — гольмквиститизации.

Продуктивные граниты архея в целом автохтонные, но с крупными интрузивными апофизами и контрастными фациальными обособлениями в их пределах.

Появление фаз мусковитовых гранитов предопределяет смену пегматитового завершения магматического периода дифференциации "апогранитовым" или флюидно-грейзеновым, особенно при относительной обогащенности этих фаз фтором, а также бором и бериллием. Следствием этого, в частности, является обогащение пегматитов VII типа бериллом и грейзеновыми минеральными ассоциациями. Последние, однако, в отличие от собственно грейзеновых производных гранитов так или иначе обогащены Li, Rb, Cs, Ta, Nb вследствие функционирования "пегматитового фильтра".

Основная роль лития в интрузивном цикле — снижение температуры кристаллизации гранитов и обеспечение концентрации в завершающих фазах значительных количеств некогерентных элементов и компонентов летучих соединений. Затем литий становится своего рода "троянским конем" по отношению к алюмосиликатным и силикатным структурам магматического периода дифференциации, обеспечивая переход решающей роли в определении путей дифференциации к анионным компонентам летучих соединений.

Рис. 8. Прогнозные и поисково-оценочные критерии гранитогенных месторождений в последовательности конструктивных порядков и циклов развития геосистемы. Порядок 5. Рудогенный цикл

Апикали материнских массивов	осложняющие формы	общая форма	расчлененная																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
------------------------------	-------------------	-------------	--------------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

РУДОГЕННЫЙ ЦИКЛ

Этот цикл включает события от обособления рудогенных очагов гранитов до локализации рудных тел (рис. 8). В целом характерно тяготение участков внедрения позднемагматических расплавов к провесам кровли апикалей гранитных массивов, возникающих, видимо, при разрядке динамических напряжений рудогенных очагов и коррелирующихся с ними по масштабам.

Для каждого выделенного типа пегматитов необходим ряд дополнительных характеристик.

I. В головных частях интрузивных апофизов автохтонных гранитов характерно широкое развитие пегматоидных, альбититовых, полиминеральных и слюдистых 'широ-, линзо- и полосовидных фаций, местами — миаролитовых участков; обогащенность турмалином, апатитом, бериллом, а также литиевыми слюдами и иными минералами вплоть до промышленных концентраций.

II, III. Характерны предшествующие пегматитовым жилам преимущественно фациальные гранит-пегматитовые обособления. В типе II они изометричны и тяготеют к апикалям массивов; в типе III нередко слагают крупные резко вытянутые апофизы и сателлиты массивов при ограниченном развитии в составе гранит-пегматитов пегматитовой составляющей, как, впрочем, так же как и поздних фаций типа II.

Весьма важная особенность типа III, как уже отмечалось, — значительная протяженность узких линейных крутопадающих (70—90°) зон внедрения пегматитов. В целом сподуменовые пегматиты отличаются значительным числом разновидностей. Наличие структурных ловушек или участков выполаживания пегматитовых жил может привести к формированию отдельных жил или их участков, переходных к свойственным пегматитам полиминеральной группы (IV и V типы), что подчеркивает особую роль крутопадающих зон внедрения в возникновении специфических особенностей пегматитов антидромной группы (группа А).

Для жил II типа характерны: четкая внутренняя зональность, крупные и гигантские блоки микроклина, ориентированные по нормали к контактам и равномерно распределенные в осевых зонах, занимающих большую часть объема пегматитовых тел. Микроклин составляет 20—30% объема осевых зон, остальная часть которых заполнена сподуменовым комплексом, нередко с преобладанием в его составе кварца над альбитом.

Для жил III типа характерны: преобладание полосчатых текстур, меньшее количество микроклина, преобладание альбита над кварцем в составе сподуменового комплекса, исключительно однородный, сравнительно мелкокристаллический состав жильных тел на значительных интервалах.

IV. В целом наиболее примечательно широкое развитие жильных турмалиновых гранитов и гранит-пегматитов (80—90% объема всех жильных тел) при отсутствии четких разграничений между первыми и вторыми, а также с кварц-полевошпатовыми (с бериллом) пегматитами. Гранит-пегматитам свойственны участково-полосчатое

сложение, линзовидные обособления пегматитовых, альбититовых и слюдистых фаций.

Литиеносные жилы завершают пологие жильные серии по их простиранию или, что более перспективно, сопрягаются с крутопадающими гранит-пегматитовыми телами, локализуясь в дренирующих их пологих трещинах. Последние особенно характерны со стороны выходов гранитов главной фазы, будучи обязаны своим происхождением контрактционной "усадке" (до 7—8% объема) кристаллизирующихся гранитов. Наиболее продуктивны многозональные раздувы и штокообразные выступы пологих тел с минимальными первичными экзоконтактовыми ореолами. В составе поздних минеральных комплексов пегматитов изредка характерны радиально-лучистые агрегаты клевеландита, турмалина, реже берилла.

V. В отличие от IV для V типа более характерны не гранит-, а аплит-пегматиты с линзовидно-полосчатой текстурой, с монокварцевыми, полиминеральными и миаролитовыми, местами эруптивными участками. Аплит-пегматиты значительно более обогащены турмалином, бериллом, слюдистыми обособлениями с касситеритом и колумбитом; иногда образуют "сетчатые залежи", сходные в крайних вариантах с зонами локализации гранит-аплитов и связанных с ними камерных пегматитов хрусталеносной формации.

Характерно: наличие нередко мощных краевых зон графической и апографической структуры; широкое развитие радиально-лучистых агрегатов сабельного биотита, турмалинов, клевеландита, берилла, реже сподумена, изредка тонкозернистого кварца, "кварцевой пены", эруптивных участков, цементируемых преимущественно кварцем.

VI. Продуктивные жилы, как правило, находятся на продолжении протяженных апофиз, завершающих фаз и фаций массива, представленных жильными гранитами и аплит-пегматитами резко неоднородными по составу и строению, обогащенными турмалином, бериллом, минералами фосфора, менее — фтора в составе грейзеновых, полиминеральных и существенно кварцевых обособлений, содержащих (в крайних вариантах) амблигонит. Характерны альбититы и участки миаролитового сложения.

VII. В отличие от предыдущего типа жильно-гранитные и аплит-пегматитовые апофизы массивов менее протяженны, но более обогащены полиминеральными и особенно монокварцевыми, альбититовыми и грейзеновыми минеральными ассоциациями, нередко с касситеритом, колумбитом, лепидолитом, циннвальдитом и другими слюдами, а также с флюоритом и топазом. В большей мере характерны участки миаролитового, в меньшей — эруптивного сложения.

Для VI и VII типов характерны широкие экзоконтактовые ореолы окварцевания, альбитизации, турмалинизации, ослоденения. Преобладают участково-полосчатые и полосчатые текстуры.

Наличие в этих критических для пегматитового процесса условиях эффективного экрана, не допускающего обособления жильных производных гранитов и рассеивания подвижных компонентов, ведет к формированию литий-фтористых редкометальных гранитов. Напротив, резкая разрядка напряжений рудогенных очагов

завершающих магматических фаз гранитоидов ведет к обособлению флюидно-газовых позднемагматических фаз и реализации грейзеновых вариантов рудогенеза с соответствующей рудной специализацией или, что значительно чаще, к рассеиванию подвижных, в том числе рудных, компонентов в экзоконтактовых ореолах масивов.

В итоге изложения материала, описывающего принципиальную схему многоуровневой динамической модели гранитогенного рудообразования на примере редкометальных пегматитов, можно утверждать, что такая модель позволяет осуществлять последовательно взаимосвязанное прогнозирование, оценку, разбраковку территорий и объектов в масштабах исследований от 1:1 500 000 до 1:100 и крупнее. Совершенно очевидно при этом, что дееспособность предлагаемых комплексов формализованных критериев формирования гранитогенных месторождений многократно возрастает при осмыслении теоретических основ их взаимосвязей при обязательном знании закономерностей развития вещества геосистемы на молекулярном уровне ее организации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Очевидно, что вопросы генезиса гранитов и связанных с ними месторождений, поставленные во Введении к работе, нашли в ней если не решение, то, во всяком случае, некоторые ориентиры на пути к этому. Основной смысл данной работы заключается в отстаивании общих положений системного подхода в решении как теоретических, так и утилитарных проблем геологии, среди которых одна из ключевых — проблема гранитов и связанного с ними рудогенеза. В этом плане целесообразным представляется особое выделение следующего ряда положений.

1. В любых масштабах исследований, т.е. в любых порядках геосистемы, решение любых генетических задач, особенно касающихся магматизма, должно осуществляться в тесной взаимосвязи молекулярного и гравитационного уровней организации материи. Первый из них — **молекулярная геология** — неразрывная совокупность знаний и методов физики и химии этого уровня, геохимии, минералогии, кристаллохимии, петрохимии, петрографии и петрологии; второй — **геотермодинамика** — характеристика всевозможных условий среды протекания процессов молекулярного уровня.

2. При всей сложности геосистемы (с иерархией ее конструктивных уровней, их статических, динамических и информационных структур) формирование любого геологического объекта, в том числе любых гранитов и гранитогенных месторождений, вполне закономерно и в принципе (теоретически) доступно сколь угодно четкому пониманию, а следовательно, прогнозированию. При этом из-за всеобщих прямых и обратных взаимосвязей развития "объекта" и "среды" в иерархии конструктивных уровней геосистемы формирование любого эндогенного месторождения начинается в мантии, более того — в самом начале возникновения последней. Ибо, как сказал Тейяр де Шарден [263, с. 66], "ничто в мире не может вдруг объявиться в конце, после ряда совершаемых эволюцией переходов (хотя бы и самых резких), если оно незаметно не присутствовало в начале". И только лишь первоочередная комплексная (системная) разработка генетических проблем геологии, ее сугубо теоретических вопросов, способна обеспечить стабильные высокоэкономичные практические результаты геологических исследований.

3. Важнейшие области соприкосновения максимумов и минимумов противоречий и противоположностей, хранящие ключи к глав-

ным тайнам развития геосистемы и любых ее элементов, последовательно заключены: на планетном уровне — в мантии Земли, на литосферном — в интервале границ Мохоровичича и Конрада, на корово-магматическом или породном — в базальтоидах, на минеральном — в моноклинных пироксенах и амфиболах, на элементном — в катионах-комплексобразователях. Область разрыва Дели разделяет генеральные противоположности феннеровского и боуэновского трендов дифференциации; жидкое состояние — противоположности газового и кристаллического, флюидное — газового и конденсатного.

4. При реализации любого тренда дифференциации в его относительно неупорядоченных фазах накапливаются наряду с компонентами летучих соединений некогерентные, в том числе петрогенные, редкие и рудные элементы противоположного тренда. Это неизбежно завершается сбрасыванием этих элементов в той или иной форме: с антидромным продолжением магматической или позднемагматической дифференциации, возникновением щелочных, лампрофировых, карбонатитовых и иных подобных серий, даек второго этапа, различных автобрекчий и экзоконтактовых ореолов и т.п. Формы, контрастность и масштабы этих сбрасываний естественно зависимы от таковых структурных преобразований магматических расплавов, а следовательно, и от *ТР* режима (геологических условий) их дифференциации. Естественно, что максимальные, многокомпонентные и катастрофические сбросы должны быть свойственны условиям сквозных прорывов дифференциатов магматогенных очагов. И, чем более ранним в "эстафете очагов" геосистемы будет такой прорыв, тем значительнее будут величины всех перечисленных параметров. Так что нет ничего удивительного в том, что для объяснения рудоносности океанических бассейнов, связанной с прорывом суббазальтоидных дифференциатов мантийных диапиров, требуется "предположить нечто совершенно грандиозное, на многие порядки больше всех известных источников руд на континентах" [122, с. 39].

5. Исключительная роль калия в общем формировании и развитии внешних оболочек Земли, ее континентальной коры, магматизма, гранито- и рудогенеза определяется следующими его особенностями:

а) способностью присутствовать в орто-, а затем в метасиликатной суббазальтоидной структуре наравне со всеми иными петрогенными элементами магм в термодинамическом режиме ниже границы Мохоровичича и лишь в каркасной алюмосиликатной или фельдшпатоидной — выше этой границы;

б) невозможностью под воздействием калия (в отличие от Са и Na) сколько-нибудь спокойного преодоления разрыва Дели при перестройке метасиликатной структуры в каркасную и необходимостью экрана, эффективно противостоящего при этом разуплотнению силикатных соединений и способствующего сохранению калия в их составе;

в) ведущей ролью в процессах синтеза воды в интервале границ Мохоровичича и Конрада;

г) тяготением, подобно литию, к изоморфным связям с магнием и химическим — с фтором в отличие от натрия, тяготеющего к связям соответственно с железом и хлором, при экзотермичности замены натрия калием в силикатных соединениях;

д) способностью обеспечивать устойчивость каркасной алюмосиликатной структуры и привлекать в нее большой объем некогерентных элементов, слабо изоморфных с петрогенными элементами алюмосиликатов, но тяготеющих к прочным химическим связям с фтором, гидроксидом, а также с бором, бериллием и другими комплексобразователями, изоморфными с алюминием;

е) тенденцией к длительному сохранению в качестве модификатора наиболее неупорядоченной, а следовательно, и высокостеприимной алюмосиликатной структуры.

Все эти особенности калия позволяют дать непротиворечивое объяснение генезиса его мантийных источников, реализации "калиевого взрыва" под экраном однородной первичной континентальной коры позднего архея, специфике развития гидросферы, двум крайним — мантийному и коровому (по существующей терминологии) — и наиболее распространенным промежуточным мантийно-коровым типам гранитов; особенностям их пространственной авто- и аллохтонной локализации и времени проявления в различных мегациклах и циклах развития литосферы, наконец, специфике гранитогенного рудогенеза и, в частности, формирования литиеносных пегматитов.

6. Главные особенности и противоречия гранитогенеза: на молекулярном уровне — суббазальтоидное совмещение единых корней плагиоклазового и калиевополевошпатового трендов дифференциации; на геотермодинамическом — сочетание условий сквозного прорыва астеносферных дифференциатов и их экранирования в основании ненарушенных блоков коры выше границы Мохоровичича. Эффективность и контрастность того и другого, преимущественно возможные в условиях геосинклинального процесса, пропорциональны рельефности гранитогенеза, его богатству щелочами (особенно калием), некогерентными элементами и компонентами летучих соединений.

7. В формировании любых магматогенных месторождений определяющая роль на молекулярном уровне принадлежит "рудогенным фильтрам", регулирующим движение некогерентных — редких и рудных элементов через пятилучевые "вееры распределения", зависимое от относительной роли тех или иных изоморфных и химических связей этих элементов в структурах обособляющихся твердых, жидких, флюидных или газовых фаз. Относительная роль этих связей целиком определяется термодинамическим режимом, т.е. геологическими условиями процессов дифференциации во всей иерархии конструктивных уровней геосистемы.

8. Решающая роль в цепи рудогенных фильтров принадлежит позднемагматическим силикатно-флюидным "генеральным фильтрам" с их скачкообразным обогащением различными (в зависимости от *ТР* режима) "гостевыми" комплексобразователями и соответствующими анионами тех или иных потенциальных летучих соединений, спо-

собными обеспечить высокую концентрацию лишь определенных редких и рудных элементов. Исключительная чувствительность этого процесса к самым незначительным и локальным вариациям режима (геологических условий) дифференциации способна коренным образом менять пути и судьбы некогерентных элементов даже в смежных участках единой завершающей магматической фазы одного массива, что усиливает артефакт уникальности формирования месторождений.

9. Главные особенности гранитогенной металлогении — концентрация в гранитной магме редких и рудных элементов, изоморфно слабо связанных с ее петрогенными элементами, но тяготеющих к весьма эффективным химическим связям с анионами различных потенциально возможных гранитофильных комплексных летучих соединений. Отсюда, во-первых, резко гипертрофированная роль в гранитогенном рудогенезе позднемагматических силикатно-флюидных "генеральных фильтров" и, во-вторых, преобладание постмагматических типов гранитогенных месторождений в противоположность полярным — гипербазитогенным, преимущественно магматическим типам.

10. Увеличение во времени мощности и сложности литосферы и ее структурных элементов пропорционально росту контрастности составов мантийных дифференциатов, их обогащенности некогерентными элементами (особенно щелочными и компонентами летучих соединений), четкости проявления "эстафеты очагов" магматогенеза, а в конечном счете — разнообразию магматических, прежде всего кислых и щелочных, пород и связанных с ними месторождений. Отсюда неповторимость металлогенических эпох и генетических типов месторождений или их разновидностей.

Так или иначе, но все изложенное свидетельствует о принципиальной возможности сколь угодно точного прогнозирования, поисков и оценки месторождений определенных генетических типов, рудной специализации и масштабов. Степень реализации этой возможности зависима от уровня теоретических разработок взаимосвязанных аспектов молекулярной геогенетики и геотермодинамики с позиций системного подхода, особенно при компьютеризации многофакторных исходных данных и вариантов их взаимосвязей. В этой связи следует коснуться перспектив использования в практических целях данных по первичным ореолам рассеивания редких и рудных элементов в рамках концепции геохимических методов поисков.

Исходя из излагаемых представлений, в постановке геохимических работ, в интерпретации получаемых результатов и в программах их математической обработки целесообразно учитывать, что:

1) первичные ореолы — результат функционирования рудогенных фильтров с пятилучевым веером распределения некогерентных элементов;

2) при жестко сбалансированных взаимосвязях этих лучей гипертрофия одного из них снижает эффективность остальных;

3) формирование ореолов осуществляется на всех межочаговых интервалах и фазах магматической, позднемагматической и постмагматической дифференциации и каждый из них несет свою ин-

формацию, регистрируемую в последовательном ряду структурно-тектонических и формационных областей и зон (от региональных эвгеосинклинальных до локальных надынтрузивных) и написанную на разных языках и диалектах, не допускающих единого и непоследовательного прочтения.

Вполне очевидно, что если общие посылки системного подхода справедливы, то геохимические методы прогнозирования, поисков и оценки месторождений должны осуществляться, во-первых, в тесной связи с закономерностями развития тектоники, магматизма и литогенеза в иерархии конструктивных уровней геосистемы, причем каждый раз лишь в определенных структурных областях, зонах и участках; во-вторых, с учетом сбалансированности веерного распределения некогерентных элементов на каждом конструктивном уровне и подуровне геосистемы, т.е. с использованием данных петрологии, минералогии, петрохимии, кристаллохимии и общих закономерностей дифференциации вещества на молекулярном уровне; в-третьих, исходя из того, что ни один метод, ни один аспект или критерий прогнозирования, поисков и оценки месторождений принципиально не может быть достаточно эффективен вне функциональных связей с полным комплексом сугубо генетических геосистемных исследований (никаких собственных закономерностей, которые существуют "сами по себе", в формировании геохимических ореолов нет, как, впрочем, и в любых иных природных явлениях и событиях). Лишь с этой триадой условий возможна смена экстенсивного использования ореольных геохимических, как и любых иных, методов их интенсивным использованием с максимальным ускорением производства прогнозных, поисковых, оценочных и геологоразведочных работ. Наконец, в любых аспектах проведения этих работ бесперспективно ставить вопросы "где", "как" и "сколько", не пытаясь прежде всего ответить на вопрос "почему", убедительный ответ на который возможен лишь с позиций системного подхода.

11. Системный подход есть метод познания природных процессов, базирующийся на фундаментальных законах физики и химии и приобретающий ныне решающее значение в развитии теории и практики всех областей естествознания. В геологии он открывает, в частности, пути к наиболее глубокой разработке многоступенчатых (по конструктивным уровням геосистемы) и многофакторных (по числу одноранговых характеристик) моделей месторождений.

12. Иерархия конструктивных уровней геосистемы и циклов их развития отражает дискретность форм движения вещества в интервале внешних оболочек планеты. Их разграничения и относительная замкнутость циклов развития фиксируются очагами кардинальных преобразований атомно-молекулярных структур вещества со значительным высвобождением энергии в формах тепла и работы разуплотнения, совершаемой по отношению к надочаговой толще.

Активный потенциал очага каждого конструктивного уровня определяется накоплением в нем некогерентных элементов обратно пропорциональным теплопроводности надочаговой толщи и пропорциональным ее противостоянию разуплотнению вещества очага.

Все тектоно-магматические и сопровождающие их процессы связаны с нагнетанием и разрядкой очаговых напряжений данного, предыдущего и последующего конструктивных уровней геосистемы, ограничиваясь в пространстве площадью и вертикальным интервалом надочаговых толщ; во времени — прогрессивными и регрессивными фазами очаговых процессов.

Надочаговые области воздымания и растяжения каждого последующего конструктивного уровня все более локальны, как в горизонтальном (площадь), так и в вертикальном (глубинность) интервалах, и реализуются на фоне более масштабных процессов проседания и сжатия надочаговых областей предыдущего конструктивного уровня.

13. Прямые и обратные связи, рост числа их вариантов в развитии каждого конструктивного уровня и иерархии уровней, увеличение мощностей надочаговых толщ, усложнение их структурных и любых иных параметров делают неизбежными:

а) асинхронность одноранговых фаз складчатости и иных динамических процессов, возрастающую в иерархии циклов развития геосистемы и ее каждого конструктивного уровня;

б) перекрытия в циклах развития смежных конструктивных уровней геосистемы, возрастающие по мере их усложнения;

в) необратимость развития геосистемы и ее каждого конструктивного уровня и принципиальную неповторимость основных особенностей одноранговых тектонических структур, типов седиментационных бассейнов, магматических комплексов, петрографических и рудных формаций, металлогенических эпох, генетических типов месторождений и (или) их разновидностей, и любых иных геологических процессов, событий и объектов;

г) ускорение очаговых процессов всех конструктивных уровней геосистемы и циклов развития каждого из них, наряду с ростом контрастности, скорости и амплитуды разрядки очаговых напряжений;

д) усиление в магмато- и рудогенезе относительных ролей все более некогерентных элементов и постмагматических процессов.

14. Ликвация является ведущим видом магматической и позднемагматической дифференциации: $L_0 \rightarrow L_1 + L_2$, где L_0 — исходная, L_1 — относительно упорядоченная, L_2 — неупорядоченная жидкая или флюидная фазы. При этом развитие любых магматических комплексов осуществляется по цепочечной (частично ветвящейся) схеме, в которой каждая предыдущая фаза L_2 является исходной ("материнской") для последующей пары фаз L_1 и L_2^* и т.д. Генеральная линия цепочечной схемы реализуется в последовательном ряду L_2 фаз, а ветвление ее звеньев — в различных дифференциатах L_1 фаз.

15. В общем развитии магматизма, начиная с обособления мантийных ортосиликатных расплавов, рудогенная эффективность любого периода и этапа дифференциации пропорциональна контрастности молекулярных структур и составов обособляющихся относительно неупорядоченных жидких или флюидных фаз.

16. Если молекулярная структура мантийных суббазальтоидов в принципе сопоставима с таковой обычных магм, то их дифференциация должна начинаться с магматического и завершаться постмагматическим периодом при соответствующей смене ролей внешних и внутренних стимуляторов процесса.

Если, согласно экспериментам, в *ТР* режиме границы Мохоровичича резко снижается растворимость некогерентных и, прежде всего, анионных компонентов летучих соединений в силикатных расплавах, то на этой границе, вероятно, завершается цикл дифференциации "мантийных" расплавов и начинается качественно новый цикл дифференциации "магматических" расплавов.

Если молекулярная структура суббазальтоидов не сопоставима с таковой обычных магм, то и в этом случае граница Мохоровичича — рубеж качественной смены форм движения и дифференциации вещества.

В любом случае исходные очаги собственно основных, ультраосновных и, особенно, кислых и щелочных магм возможны лишь в *ТР* режиме выше границы Мохоровичича. При этом продуктивность любого вида магматизма зависит от единого рудогенного потенциала исходных дифференциатов астеносферы в каждом мегацикле и в каждом регионе. Первая устанавливается в планетарном масштабе (металлогенические эпохи), вторая в региональном — по специфическим особенностям инициального магматизма и сопровождающих его тектонических, седиментационных, ореольных и иных процессов.

17. Сколько-нибудь равноценное распределение энергетического, вещественного и рудогенного потенциалов суббазальтоидного магматического очага между различными видами магматизма в условиях данного тектоно-магматического цикла и региона принципиально невозможно. Столь же однозначна и дальнейшая избирательность рудогенеза (от рудных формаций до рудных тел), зависимость от конкретных сочетаний особенностей активных очагов и надочаговых толщ в иерархии конструктивных уровней геосистемы.

18. Гранитогенная металлогения — составная часть общей эндогенной металлогении, всегда и всюду зависимость от специфики иных видов магматизма и рудогенеза.

Возникновение очагов кислого магматизма связано с обособлением от суббазальтоидов компонентов алюмосиликатных соединений: в условиях ортоклазового тренда — в составе флюидных, т.е. поздне- и постмагматических фаз, высокеемких к некогерентным элементам; в условиях плагиоклазового тренда — в составе магматических значительно менее емких фаз, особенно после утраты суббазальтоидами части литофильных элементов в зонах "сквозного прорыва". Соответственно продуктивность гранитоидных комплексов в целом пропорциональна их калиевости. Вместе с тем она должна быть обратно пропорциональна продуктивности комагматических (по суббазальтоидным "корням") гипербазитов, поскольку исходный потенциал некогерентных элементов, истраченный на обособление гранитогенных флюидов в начале дифференциации суббазальтоидов,

невосполним для активизации их более поздних ультраосновных дифференциатов. Продуктивность последних, очевидно, возможна лишь при относительно ограниченном изначальном потенциале астеносферных дифференциатов в удалении от инициальных зон их сквозного прорыва. Сочетание продуктивных калиевых гранитов и гипербазитов в комплексах типа Бушвельд или габбро-анортозит-рапакиви — специфические случаи дифференциации суббазальтоидов в режиме, близком к зонам сквозного прорыва — в интервале от мантии до границы Мохоровичича, и к платформенному — выше этой границы.

Возможности концентрации редких и рудных элементов в связи с дифференциацией основных магм ограничены по причине их промежуточной позиции между кислым и ультраосновным завершением магматического периода дифференциации с решающей ролью Са и Fe в качестве внутренних стимуляторов, и теплоемкости среды — в качестве внешнего стимулятора дифференциации. Продуктивны лишь контрастные серии, возникающие, однако, при непосредственной дифференциации мантийных суббазальтоидов в различных вариантах инициального и рифтогенного магматизма.

Высокая емкость островных ортосиликатных структур ультраосновных магм к щелочам, к анионам (Cl, F, OH) и комплексообразователям (P, C, S, As) сидеро- и халькофильных летучих соединений, при прочных изоморфных связях соответствующих рудных элементов с петрогенными катионами, и частично (Cr, Ti, V) способных к вхождению в радикал, наряду с Fe^{3+} — все это обеспечивает неконтрастность магматической дифференциации и перехода ее к позднемагматическому периоду и возможность двух главных вариантов рудогенного завершения дифференциации:

1) гомодромного, при решающей роли комплексообразователей (Fe^{3+} , S, As), с преимущественно ликвационным обособлением силикатных и сульфидных фаз, концентрирующих соответственно Cr, Ti, V, Fe, Pt и Co, Ni, Cu с сопутствующими катионами основного (ультраосновного) тренда;

2) антидромного, с обособлением щелочно-силикатных расплавов под воздействием модификаторов (Na, K, Ca, с участием Fe^{2+}), комплексообразователей (Al, P, C, Fe^{3+}) и анионов (OH, F, Cl), с концентрацией некогерентных, редких и рудных элементов основного, но прежде всего кислого (противоположного) тренда дифференциации.

Рудогенный потенциал щелочных магм определяется высокой растворимостью в них компонентов летучих соединений, возрастающей с ростом щелочности и концентрацией в щелочном расплаве всех элементов противоположного тренда дифференциации.

Компоненты летучих соединений, относительно монотонно проводя редкие и рудные элементы через все периоды и этапы дифференциации, не способны обеспечить их контрастное обособление в конце процесса, даже в активном динамическом режиме. Отсюда вероятность весьма больших запасов комплексных руд, особенно в щелочно-ультраосновном варианте, но при невысоких содержаниях полезных компонентов, рассеянных в больших объе-

мах завершающих щелочных фаз. Это не относится, однако, к карбонатитовым и иным несиликатным производным щелочных магм.

19. В силу изначального единства мантийных вещественно-энергетических источников всех геологических процессов и всеобщности их горизонтальных (одноранговых) и вертикальных (иерархических) взаимосвязей, с позиций системного подхода:

а) моделирование любых геологических объектов непременно должно быть многоступенчатым (иерархическим) и комплексным (по числу одноранговых признаков);

б) моделирование магматизма любого типа и определение перспектив его продуктивности в каждом конкретном случае возможно лишь на фоне всех остальных;

в) моделирование любого типа эндогенных месторождений и разработка его прогнозно-поисковых и оценочных критериев возможны лишь в связи со всеми остальными типами месторождений, их онтогенетическими и возрастными разновидностями.

20. Принципиальные основы общей геосистемной модели гранитогенных редкометалльных пегматитов, набор принятых параметров и общая схема разработок едины для моделирования любых эндогенных месторождений и иных геологических объектов.

Гистограммная оценка различных признаков (параметров) многоступенчатой и многофакторной модели может быть дополнена или заменена числовой оценкой (оптимально 10—15-тибалльной), необходимой в машинном (математическом) варианте модели.

21. От нижней к верхней ступени иерархической лестницы конструктивных порядков геосистемы степень конкретизации любых моделей рудогенеза, и, соответственно, прицельность их прогнозно-поисковых и оценочных критериев, последовательно возрастают от характеризующих моделируемый объект в масштабах и деталях металлогенической эпохи (группа рудных формаций, связанных с различными типами магм) до характеризующих его в масштабах и деталях рудного тела. Это обеспечивает последовательное и закономерное сужение площадей и направлений прогнозирования, поисков, оценки и предварительной разведки месторождений определенных типов, масштабов и рудной специализации, с высокой степенью надежности проводимых исследований при минимальных затратах времени, людских и материальных ресурсов. Результативность исследований особенно возрастает при легко выполнимой коррекции общей модели применительно к специфике геологической истории и строения конкретного региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксаментова Н.В., Ганзеева Л.В. Петрология докембрийских оливиновых габбро-диабазов Макашевичско-Житковичского горста // Геол. журн. 1976. Т. 36, вып. 2. С. 115—125.
2. Альмухамедов А.И., Петров Л.Л. Фтор, бор и бериллий в траппах Сибирской платформы // Геохимия. 1978. N 7. С. 979—990.
3. Анеберг Н.А. О соотношении внутренних и внешних источников энергии геологических процессов // Вестн. ЛГУ. Геология. 1964. N 6. С. 7—11.
4. Анфилов В.И., Альмухамедов А.И. Дифференциация силикатных расплавов с позиций химической радикальной полимеризации // Геохимия. 1970. N 5. С. 552—561.
5. Анфилов В.И., Бобылев И.Б., Брагина Г.И. Кислотно-основные свойства силикатных расплавов и роль летучих компонентов в процессах щелочно-основного взаимодействия // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука. 1982. С. 228—241.
6. Антон Б. Щелочные провинции Юго-Западной Гренландии // Щелочные породы. М.: Мир. 1976. С. 198—216.
7. Артюшков Е.В., Безр М.А. Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. N 1. С. 51—61.
8. Ауметто Ф. Сложность океанического слоя 2 по данным глубоководного бурения // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука. 1977. С. 162—167.
9. Балашов Ю.А., Карпенко С.Ф., Филиппов Л.В. Изотопы стронция, неода, кислорода и редкоземельных элементов как индикаторы источников и эволюции гранитоидного магматизма // Геохимия. 1982. N 12. С. 1715—1717.
10. Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д. Об источнике рудного вещества // Там же. 1980. N 10. С. 1439—1449.
11. Баскина В.А. Магматизм зон концентрации крупных рудных месторождений // Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука. 1975. С. 35—42.
12. Баскина В.А. Ультракалийевые липариты Приморья // Сов. геология. 1978. N 1. С. 72—84.
13. Баскина В.А., Волчанская И.К., Коваленко В.И. и др. Калиевый щелочной вулканоплутонический комплекс Мущегей-Худук на юге МНР и связанная с ним минерализация // Там же. N 4. С. 86—99.
14. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука. 1976. 223 с.
15. Бейкер Б.Х., Крокли Р., Гок Г.Г. Тектоническая и магматическая эволюция южной части Кенийской рифтовой долины // Континентальные рифты. М.: Мир. 1981. С. 31—48.
16. Бейли Д.К. Нефелиниты и ийолиты // Щелочные породы. М.: Мир. 1976. С. 61—78.
17. Бейли Д.К. Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // Континентальные рифты. М.: Мир. 1981. С. 20—30.
18. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра. 1976. 344 с.
19. Белостоцкий И.И. О некоторых вопросах современного мобилизма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. N 11. С. 3—11.
20. Белоусов В.В. Эндогенные режимы и мантийный магматизм // Геотектоника. 1983. N 6. С. 3—12.
21. Белый В.Ф. Зона андезитового вулканизма Тихоокеанского сегмента Земли // Сов. геология. 1981. N 7. С. 108—117.
22. Беляев А.А., Хисамутдинов М.Г. Зависимость типа колчеданно-полиметаллических месторождений от состава рудоносных вулканогенных формаций // Геология и геофизика. 1974. N 4. С. 57—62.
23. Берг Л.С. Номогенез или эволюция на основе закономерностей. Пб., 1922. 125 с.
24. Берт Д.М. Связь между оруденением литофильных элементов и кислым магматизмом в западных районах США // Петрология: Докл. 27-й сес. МГК. М.: Наука. 1984. Т. 9. С. 17—20.
25. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л.: Недра. 1979. 280 с.
26. Билибина Т.В., Казанский В.И., Кратц К.О. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия // Геология руд. месторождений. 1976. N 4. С. 3—10.
27. Богатиков О.А. Главные типы анокситовых ассоциаций СССР // Очерки геологической петрологии. М.: Наука. 1976. С. 35—46.
28. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра. 1981. 160 с.
29. Богатиков О.А., Махоткин И.Л., Кононов В.А. Лампроиты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 12. С. 3—10.
30. Богданов Ю.Б., Воинов А.С. К истории формирования метаморфической зональности в докембрийских комплексах восточной части Балтийского щита и ее связь с тектоникой и магматизмом // Метаморфические пояса СССР. М.: Наука. 1971. С. 24—34.
31. Богданова С.В., Богданов Ю.Б., Вергунов Г.П. и др. Докембрий континентов: Древние платформы Евразии. Новосибирск: Наука. 1977. 312 с.
32. Боголепов К.В. О понятиях "рифтовая структура" и "рифтогенез" // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука. 1977. С. 6—11.
33. Боконбаева К.Д., Ставинский В.А. Внутрикамерные дифференциаты гранитных интрузивов и их роль в формировании рудных месторождений: (На примере Киргизии) // Геология руд. месторождений. 1978. N 6. С. 24—36.
34. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Шурай Е.П. Петрологические особенности магматических формаций колчеданосных провинций различных палеотектонических типов // Очерки геологической петрологии. М.: Наука. 1976. С. 77—87.
35. Бородин Л.С., Похвиснева Е.А. О закономерностях развития щелочного магматизма на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. N 9. С. 5—17.
36. Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука. 1976. 244 с.
37. Бруно Дж. О причине, начале и едином. М.: ОГИЗ: Соцэкгиз. 1934. 314 с.
38. Бумашевич Ю.П. Возможная эволюция термического режима Земли // Геология и геофизика. 1979. N 2. С. 47—53.
39. Васильев М.В., Станюкович К.П. В глубины неисчерпаемого. М.: Атомиздат. 1975. 240 с.
40. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Аноксит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука. 1978. 296 с.
41. Вернадский В.И. Заметки о распространении химических элементов в земной коре: К истории рубидия, цезия и таллия // Изв. Рос. АН. Сер. 6. 1909. Вып. 3, N 12. С. 38—60.
42. Вернадский В.И. Об элементах редких земель в массивах горных пород // Собр. соч. Т. I. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 510—512.
43. Вернадский В.И. Размышления натуралиста. М.: Наука. 1977. 191 с.
44. Власов Г.М. О некоторых принципах выделения магматогенно-рудных систем // Геология руд. месторождений. 1978. N 2. С. 3—13.
45. Власов К.А. Периодический закон и изоморфизм элементов. М.: ИМГРЭ. 1963. 96 с.
46. Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука. 1979. 166 с.
47. Галлули Дж. Тектоника плит и магматическая эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. N 10. С. 158—161.
48. Геншафт Ю.С., Саттыковский А.Я. Экспериментальные исследования глубинного магнезиального образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 14(4). С. 31—38.
49. Герасимовский В.И. Геохимия щелочных базальтов // Геохимия. 1978. N 3. С. 350—358.
50. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия и генезис пород вулканических серий рифтовых зон Восточной Африки и Исландии // Основные пробле-

мы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 149—155.

51. Герасимовский В.И., Сапронова Г.В., Савинова Е.Н. Бериллий в эффузивных породах Исландии // Геохимия. 1976. N 3. С. 360—365.

52. Герц Норман. Базальтовые и щелочные породы Южной Бразилии // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 118—174.

53. Гинзбург А.И. Генезис редкометальных гранитных пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 96—113.

54. Гинзбург А.И., Иовчева Э.И. Критерии рудоносности гранитоидов: (На примере бериллия) // Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975. С. 113—130.

55. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. 376 с.

56. Годовиков А.А. Орбитальные радиусы и свойства элементов. Новосибирск: Наука, 1977. 155 с.

57. Гоньшак В.И. Специфика минералогии базит-гипербазитовых формаций платформ // Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975. С. 85—98.

58. Горбачев В.Г. Космические взрывы. М.: Наука, 1979. 203 с.

59. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976.

60. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов // Сов. геология. 1970. N 12. С. 121—132.

61. Грачев А.Ф., Калинин В.А., Федоровский В.С. О геодинамике Земли в раннем докембрии // Проблемы расширения и пульсаций Земли. М.: Наука, 1984. С. 49—55.

62. Гусельников В.Н. Железорудные формации и вулканизм КМА // Геология рудных месторождений. 1980. N 4. С. 44—56.

63. Дарвинизм, палеогенез, междунородная стратиграфическая шкала (МСШ) // Методология и философия проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 198—221.

64. Деменецкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 255 с.

65. Джиноридзе М.И. Континентальный рифтогенез и галогенез // Континентальный и океанический рифтогенез. М., 1982. С. 19—23.

66. Дзюеопидзе Г.С. Кислый вулкан

низм доорогенной стадии развития эвгеосинклинали // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 7—15.

67. Дмитриев Ю.И. Трапповый вулканизм и генезис месторождений исландского шпата // Там же. С. 300—308.

68. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. Возможная геологическая модель магматического процесса // Геология и геофизика. 1974. N 5. С. 130—138.

69. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

70. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.И., Кривенко А.П. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 173 с.

71. Довжиков А.Е. Типы "орогенических" режимов и их место в истории развития структур земной коры: (На примере Средней Азии) // Сов. геология. 1977. N 5. С. 69—79.

72. Дударев А.И., Сотников В.И. Энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации // Геология и геофизика. 1965. N 5. С. 49—58.

73. Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 191—219.

74. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Архипова А.И. и др. Структура и условия образования меденосных горизонтов туфоловой толщи (Сибирская платформа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. N 5. С. 105—120.

75. Дюфур М.С. Геосинклинальный процесс и его эволюция // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1967. Вып. 3. С. 58—70.

76. Еланский А.И. О связи глубинной и поверхностной гидросфер Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. N 9. С. 12—20.

77. Жабин А.Г. Новая парадигма в генетической минералогии // Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982. С. 25—41.

78. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1978. 191 с.

79. Зак С.И., Богачев А.И. О различных направлениях дифференциации базальтовых магм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. N 10. С. 107—115.

80. Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией // Геотектоника. 1979. N 1. С. 22—35.

81. Золотарев Б.П. Вулканические формации второго слоя океанической коры: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М. 1986. 54 с.

82. Иванов С.Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма // Проблема генезиса руд. М.: Недра, 1964. С. 118—127.

83. Ивсен Ю.П. Рудные формации и их связь с магматизмом // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 5—20.

84. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитные прерывистые серии интрузий и их значение для теории петрогенезиса // Магматические формации. М.: Наука, 1964. С. 57—74.

85. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.

86. Ирвайн Т.Н., Смит К.Х. Первичные окисные минералы в расслоенной серии интрузива Маскос // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 67—85.

87. Ишутин В.В. Красноморский рифт и его роль в размещении железомарганцевого оруденения // Геотектоника. 1982. N 3. С. 33—43.

88. Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах // Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975. С. 5—32.

89. Казанский В.Н. Архейские супракристалльные пояса и их рудоносность // Геология руд. месторождений. 1981. N 6. С. 3—18.

90. Казьмин В.Г. О двух типах раскола континентов // Геотектоника. 1984. N 2. С. 23—36.

91. Кассандров Э.Г., Марнич В.А. О золотоносности железистых кварцитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1979. N 2. С. 87—91.

92. Каузинс К.А. Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвельд // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 172—183.

93. Кедров Б.М. О геологических формах движения в связи с другими ее формами // Взаимодействие наук при изучении Земли. М.: Наука, 1963. С. 129—151.

94. Клейтон Д. Происхождение элементов // УФН. 1969. Т. 99, вып. 3. 83 с.

95. Книппер А.Л. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры // Геотектоника. 1970. N 2. С. 112—120.

96. Коваленко В.И., Коваленко Н.И.

Онгониты — субвулканические аналоги редкометальных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.

97. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Богатиков О.А. Потенциальная рудоносность кислых магматических пород // Петрология: Докл. 27-й сес. МГК. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 94—103.

98. Козарко Л.Н. Проблемы генезиса агапитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.

99. Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах // Геохимия. 1978. N 9. С. 1293—1321.

100. Козарко Л.Н., Кригман Л.Д., Шерудило Н.С. Экспериментальные исследования влияния щелочных силикатных расплавов на отделение фтора в газовую фазу // Геохимия. 1968. N 8. С. 948—956.

101. Комаров В.Н. Современная геология и "геологическая" стадия в эволюции материи // Методология и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 108—125.

102. Компаниченко В.Н. Эволюция магматических и магматоогенно-рудных систем: (На примере Алдано-Челонского рудного района Прихотья). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 177 с.

103. Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 214 с.

104. Кононова В.А., Андреева В.Д., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Щелочной магматизм — индикатор периодической активизации мантии Земли // Петрология: Докл. 27-й сес. МГК. М.: Наука, 1984. С. 113—122.

105. Кононова В.А., Лапутина И.П., Первов В.А. Комагматичные серии формации щелочных и ультраосновных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 4. С. 5—28.

106. Константинов Р.М., Лугов С.Ф., Макеев Б.В. и др. Геология месторождений олова зарубежных стран. М.: Недра, 1969. 328 с.

107. Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. 465 с.

108. Контев-Дворников В.С., Руб М.Г., Шаталов Е.Т. О металлогенетической и геохимической специализации комплексов магматических пород // Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965. С. 91—103.

109. Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах // Геология руд. месторождений. 1962. N 5. С. 3—12.

110. Коржинский Д.С., Зотов И.А.,

Перцев Н.И. Трансмагматические флюиды и метаматизм // Петрология: Докл. 27-й сес. МГК. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 259—262.

111. Косухин О.Н. О давлении флюида при пегматитообразовании // Геология и геофизика. 1978. N 2. С. 148—151.

112. Кравчук И.Ф. Энергетика, термодинамика и стабильность твердых растворов оливинов и пироксенов // Геохимия. 1981. N 8. С. 1200—1215.

113. Кремянский В.И. Структурные уровни живой материи: (Теоретические и методологические проблемы). М.: Наука, 1969. 294 с.

114. Кропоткин П.Н. Кардинальные вопросы динамики литосферы Земли и других планет в свете новейших геофизических данных: (К итогам 26-й сес. МГК) // Геотектоника. 1981. N 2. С. 132—136.

115. Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 367 с.

116. Кузнецов А.А. Тектоно-магматический процесс. Л.: Недра, 1977. 119 с.

117. Кузьменко М.В., Калита А.П., Мелентьев Г.Б. и др. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометалльных гранитных пегматитов // Пегматитовые редкометалльные месторождения. М.: ИМГРЭ, 1971. Вып. I. С. 20—47.

118. Куражковская Е.А., Фурманов Г.А. Философские проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1975. 268 с.

119. Кутюлин В.А. Петрохимические особенности базальтов разных формаций и некоторые вопросы их петрологии // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 235—246.

120. Кухаренко А.А., Булих А.Г. и др. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей. 1971. Т. 22, вып. 2. С. 51—59.

121. Лапин А.В. Ограниченная смешимость в силикатно-карбонатных расплавах и ее значение в петрологии и генезисе карбонатитов // Геология руд. месторождений. 1983. N 2. С. 3—20.

122. Ларин В.Н. Гипотеза изначальной гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 100 с.

123. Лебедев В.И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957. 69 с.

124. Лебедев В.И. О плюс- и минус-минералах с точки зрения законов объемов и принципов второй главы кристал-

лохимии силикатов // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1962. N 6. С. 36—46.

125. Лебедев В.И. Энергетические и размерные закономерности изоморфизма в минералах // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967. С. 44—60.

126. Лебедев Е.Б. Физические свойства магматических расплавов // Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975. С. 33—47.

127. Лебединский В.И. Выступление на 3-м Всесоюзном петрографическом совещании // Магматические формации. М.: Наука, 1964. С. 270—272.

128. Левин Л.Э. О термодинамических критериях упорядоченности // Журн. физ. химии. 1969. Т. 13, N 7/8. С. 31—73.

129. Левитт И. За пределами известного мира: от белых карликов до квазаров. М.: Мир, 1978. 174 с.

130. Левковский Р.З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.

131. Лейтас А.М., Самыгин С.Г. Новые принципы тектонического районирования на примере Урала и Аппалачей // Геотектоника. 1984. N 4. С. 35—45.

132. Летников Ф.А., Логачев Н.А., Емельянов Е.М. и др. Флюидный режим рифтовых зон // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 51—60.

133. Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Интрузивные траппы Сибирской платформы // Магматические формации. М.: Наука, 1964. С. 86—92.

134. Лутц Б.Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами // Геотектоника. 1978. N 4. С. 23—34.

135. Лучицкий И.В. Кислые магматические породы срединно-океанических поднятий // Петрология: Докл. 27-й сес. МГК. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 149—153.

136. Ляхович В.В. Об одном возможном источнике рудного вещества // Геология руд. месторождений. 1981. N 1. С. 83—89.

137. Ляхович В.В. Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. М.: Наука, 1983. 255 с.

138. Магматические горные породы / Отв. ред. Е.В. Шарков. М.: Наука, 1985. Т. 3: Основные породы. 487 с.

139. Макдональд Р. Роль фракционной кристаллизации при формировании щелочных пород // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 310—330.

140. Малеев Е.Ф. Вопросы планетарной

эволюции вулканизма // Геодинамика, магнезиальное и вулканизм. Петропавловск-Камчатский. 1974. С. 91—103.

141. Малиновский Е.Е. Геодинамика, магнезиальное и вулканизм орогенных поясов // Там же. С. 32—50.

142. Маллас Д., Стевенс Р.К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника. 1977. N 6. С. 83—102.

143. Маракушев А.А. О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геология руд. месторождений. 1980. N 1. С. 3—23.

144. Маракушев А.А. К проблеме флюидного режима образования алмазосодержащих пород // Там же. 1981. N 4. С. 3—17.

145. Маракушев А.А. Проблемы рудоносности гранитов // Там же. 1984. N 5. С. 3—15.

146. Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1975. N 1. С. 3—24.

147. Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. 1983. N 1. С. 3—20.

148. Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.

149. Марковский В.А., Ланда Э.А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов // Сов. геология. 1976. N 1. С. 103—115.

150. Марфунин А.С. Наблюдения над последовательностью превращения полевых шпатов в твердом состоянии // Тр. Минерал. музея. АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 230—234.

151. Масайтис В.Л. Проблемы траппового магматизма Сибирской платформы // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 247—256.

152. Медников Б.М. Дарвинизм в XX веке. М.: Сов. Россия, 1975. 223 с.

153. Международный офиолитовый симпозиум (1—8 апреля 1979 г.) // Геотектоника. 1980. N 2. С. 124—127.

154. Мелентьев Г.Б. Альбит-лепидолитовый тип гранитных пегматитов — перспективный источник комплексного редкометалльного сырья // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965. С. 194—241.

155. Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М.: Изд-во иностр. лит. 1963. 218 с.

156. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 1. Амстист. М.: Союзкварцсамоцвет, 1974. 42 с.

157. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 23. Яшма и роговики. М.: Союзкварцсамоцвет, 1978. 64 с.

158. Михайлов А.Е. Космос и движения земной коры // Природа. 1973. N 8. С. 20—29.

159. Михайлов Н.П. Некоторые особенности базальтового магматизма складчатых областей // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 47—53.

160. Муратов М.В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых областей // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 152—166.

161. Нагибин М.С. Выступление на совещании // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. С. 263—264.

162. Недумов И.Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965. С. 16—73.

163. Недумов И.Б. Закономерности формирования пегматитов различной рудной специализации: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. 1974. 40 с.

164. Недумов И.Б. Магматизм и пегматитообразование. М.: Наука, 1975. 235 с.

165. Недумов И.Б. О различных порядках металлогенетической зональности // Пегматитовые редкометалльные месторождения. М.: ИМГРЭ, 1976. Вып. 5: Зональность пегматитовых поясов, полей и месторождений. С. 4—19.

166. Недумов И.Б. Роль изоморфизма в дифференциации магм и формировании месторождений // Геохимия и минералогия редких элементов. М.: Наука, 1978. С. 147—162.

167. Недумов И.Б. К проблеме взаимосвязи тектоники, магматизма и металлогении в геологической системе // Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980. С. 78—93.

168. Недумов И.Б. Генетическая классификация гранитных пегматитов в различных порядках геологической системы // Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982. С. 41—75.

169. Недумов И.Б. К созданию единой методики структурно-металлогенического районирования: (На основе динамической модели геосистемы) // Редкометаллическая металлогения Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: ИМГРЭ, 1982. С. 5—41.
170. Недумов И.Б. Некоторые закономерности формирования докембрийских редкометаллических пегматитов во времени и пространстве // Металлогения раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1984. С. 33—46.
171. Недумов И.Б. Генезис и продуктивность гранитоидов с позиций многофакторного системного подхода // Методы металлогенических исследований для прогноза редкометаллического оруденения. М.: ИМГРЭ, 1986. С. 22—30.
172. Недумов И.Б., Земская И.П. Особенности концентрации редких элементов в ходе гранитоидного и пегматитового процессов в зависимости от геологических условий // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969. С. 7—43.
173. Недумов И.Б., Акелин Н.А., Земская И.П. О фациальной связи редкометаллических пегматитов и гранитов // Редкометаллические граниты. М.: Недра, 1972. С. 187—198.
174. Нейман Э.Р., Рамберг И.Б. Палеорифты: Заключительные замечания // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 453—464.
175. Нестеренко Г.В. Пострифтовые базальты северо-восточной части Филиппинского моря (бассейны Шикоку) // Геохимия, 1980. N 11. С. 1747—1749.
176. Обручев В.А. Пульсационная гипотеза геотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. N 1. С. 12—30.
177. Овчинников Н.Ф. Категория структуры в науках о природе // Структуры и формы материи. М.: Наука, 1967. С. 18—32.
178. Олейников Б.В., Панков В.Ю., Плассенко А.Н., Округин А.В. Включения в муассаните из платформенных базитов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283, N 5. С. 1269—1273.
179. Орлова М.П., Краснов В.И. Классификация щелочных магматических формаций и особенности их размещения на территории СССР // Сов. геология. 1977. N 1. С. 70—79.
180. Павловский Е.В. О некоторых проблемах геологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 6. С. 19—26.
181. Палей И.П. Протоплатформенные образования Балтийского щита // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 76—81.
182. Пейве А.В., Савельева А.А. Структуры и движения в литосфере // Геотектоника. 1982. N 6. С. 5—24.
183. Петрищевский А.М. О гранитах, гранитизации и природе региональных разуплотнений земной коры на Дальнем Востоке // Там же. 1985. N 5. С. 81—90.
184. Петров В.П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. N 3. С. 3—21.
185. Петров В.П. Современное состояние проблемы генезиса мусковитовых пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 56—62.
186. Петрова М.А. Петрохимические типы базальтовых магм разных структурных зон и сопоставление их с базальтами Луны // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. N 1. С. 25—33.
187. Петрография / Отв. ред. А.А. Маракшев. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. 384 с.
188. Петрография / Отв. ред. А.А. Маракшев. М.: Изд-во МГУ, 1981. Ч. 2. 327 с.
189. Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 288 с.
190. Платен фон Г. Экспериментальные исследования анатексиса и генезиса магматитов // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 211—226.
191. Плотников Л.М. Тектонические условия образования трапповых интрузий Сибирской платформы // Сов. геология. 1963. N 1. С. 129—134.
192. Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 271 с.
193. Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А. Основные проблемы геоэнергетики // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 7—26.
194. Попов В.С. О происхождении I-гранитов // Гранитоиды — индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. С. 14—27.
195. Прокин В.А., Болотин Ю.А., Шигарев В.Г., Исмаилов М.И. Подольское медноколчеданное месторождение на Южной Украине // Геология руд месторождений. 1979. N 5. С. 3—17.
196. Пятенко Ю.А. О кристаллохимических функциях гидроксидов в минералах // Геохимия. 1979. N 6. С. 869—877.
197. Региональная геология и металлогения СССР / Отв. ред. Д.В. Рундквист, А.А. Смыслов. С. 315. Л.: Недра, 1985. 276 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Нов. сер.).
198. Родионов Г.Г. О генезисе пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 59—68.
199. Рудник В.А., Великославинский С.Д., Ганешина Е.В. и др. О ритмично-необратимой эволюции базальтоидного вулканизма в развитии земной коры // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1985. С. 37—65.
200. Рундквист Д.В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых // Зап. ВМО. 1968. Вып. 2. С. 191—209.
201. Рундквист Д.В. Эволюция рудообразования во времени // Геологическое строение СССР. Л.: Недра, 1969. Т. 4. С. 303—332.
202. Рундквист Д.В., Нежинский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
203. Рябчиков И.Д. Природа кимберлитовых "магм" // Геология руд месторождений. 1980. N 6. С. 18—26.
204. Рябчиков И.Д., Богатилов О.А., Бабанский А.Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 8. С. 5—18.
205. Сайз У.Б. Полигенные трондьемиты // Петрология: Докл. 27-й сес. МГК. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 192—201.
206. Салье М.Е. Регрессивный метаморфизм — главная фаза рудогенеза при пегматитообразовании // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 30—59.
207. Сахама Т. Калиевые щелочные породы // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 112—127.
208. Свириденко В.И. О некоторых формах противоречий в объективном мире. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968.
209. Свириденко В.Т. Формации гранитов рапакиви западной части Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. N 9. С. 25—38.
210. Свириденко В.Т. Габбро-монзонит-сиенитовая формация Чарско-Алданской протоплатформы // Там же. 1978. N 3. С. 28—41.
211. Свириденко Л.П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии) // Тр. Карел. фил. АН СССР. 1968. Вып. 3. 110 с.
212. Сердюченко Д.П. "Молекула Эскола" в природных и искусственных пироксенах // Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982. С. 187—209.
213. Сёренсен Х. [Введение, заключение и приложения] // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 7, 8, 366—389.
214. Сёренсен Х. Щелочные и фельдшпатоидные сиениты и их эффузивные аналоги // Там же. С. 26—61.
215. Сиворонов А.А. Вулканогенно-кремнистые формации Украинского щита: (Систематика и генезис) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 6. С. 75—89.
216. Симонов А.П. История водной массы Мирового океана // Сов. геология. 1978. N 4. С. 77—85.
217. Силицын А.В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов // Геотектоника. 1979. N 6. С. 3—19.
218. Силицын В.М. Силы: (Историко-генетические аспекты). Л.: Недра, 1972. 167 с.
219. Смирнов В.И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология руд месторождений. 1981. N 1. С. 5—17.
220. Смирнов В.И. Эндогенное рудообразование в геологической истории // Там же. 1982. N 4. С. 3—20.
221. Смит Ф.Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. С. 460—479.
222. Соболев В.С., Соболев А.В. Состав глубинных пироксенов и проблема эклогитового барьера // Геология и геофизика. 1977. N 12. С. 46—59.
223. Созанский В.И. О некоторых тенденциях развития геологии // Диалектика развития и теория познания в геологии. Киев: Наук. думка, 1970. С. 75—84.
224. Созанский В.И. Нефтегазоносность, газоносность и соленосность рифтовых зон // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 187—191.
225. Сокинс Фредерик Дж. Некоторые черты металлогении континентального рифтогенеза // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 48—50.
226. Солодов Н.А. Минерогения редкометаллических формаций. М.: Недра, 1985. 225 с.
227. Сонко П.Ф. Связь тектоники, магматизма и металлогении колчеданно-рудных районов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. N 4. С. 18—32.

228. Ступка О.С. О тектоническом режиме архея: (На примере Украинского щита) // Геотектоника. 1984. N 1. С. 46—59.
229. Стюарт Джон Г. Рифтовые системы на западе США // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 239—255.
230. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.
231. Тайер Т.П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах // Геотектоника. 1977. N 6. С. 32—45.
232. Таусон Л.В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология руд месторождений. 1982. N 3. С. 3—14.
233. Твалчредидзе Г.А. Металлогения двух основных типов развития земной коры // Там же. N 2. С. 3—13.
234. Тимирязев К.А. Сочинения. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 7. 215 с.
235. Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. Петрология калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1971. 219 с.
236. Токарев П.И. О некоторых закономерностях вулканического процесса // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, N 2. С. 422—425.
237. Трофимов В.С. Роль промежуточных магматических камер в образовании кимберлитов и алмазов // Геология руд месторождений. 1978. N 5. С. 16—24.
238. Трошин Ю.П. Зональное распределение летучих компонентов в апикальных частях гранитоидных интрузивов и зональность оруденения: (На примере центральной части Восточного Забайкалья) // Там же. 1976. N 4. С. 8—21.
239. Уилкинсон Д. Минералогия и петрография щелочно-базальтовых пород // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 78—111.
240. Уиллемс Дж. Геология Бушвельдского комплекса — крупнейшего месторождения мира // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 7—25.
241. Усенко С.Ф. Оловоносность и рудообразующая роль гранитов Сихотэ-Алинской складчатой системы // Геология руд месторождений. 1983. N 1. С. 31—39.
242. Фаворская М.А. Прогноз при поисках эндогенных рудных месторождений // Сов. геология. 1981. N 10. С. 20—28.
243. Фаворская М.А., Томсон И.П. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 192 с.
244. Фейнман Р., Лейтон Р., Сэнди М. Фейнмановские лекции по физике. М.: Мир, 1965. Т. 4. 261 с.
245. Феоктистов Г.Д. Интрузивный трапповый магматизм юга Сибирской платформы // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 113—118.
246. Феоктистов Г.Д., Нетесова Г.Е. Распределение щелочных элементов в траппах юга Сибирской платформы // Геохимия. 1980. N 7. С. 1031—1038.
247. Ферсман А.Е. Пегматиты. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. Т. 1: Гранитные пегматиты. 665 с.
248. Ферсман А.Е. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1952—1962.
249. Ферсман А.Е. Очерки по минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 153 с.
250. Филиппов Л.В., Липовский Ю.О., Капитанова Т.А. Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования // Геохимия. 1976. N 4. С. 475—489.
251. Филпотс А.Р. Провинция Монтериджан // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 217—236.
252. Филпотс А.Р. Рифтовый магматизм в восточной части Северной Америки // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 100—118.
253. Френкель Я.И. Кинетическая теория жидкостей. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 385 с.
254. Фрих-Хар Д.И. Кристаллизация магматического стекла и некоторые вопросы петрогенезиса. М.: Наука, 1977. 120 с.
255. Харкевич Д.С., Москалева В.П., Варданянс Л.А. и др. Объяснительная записка к карте магматических формаций СССР масштаба 1:2500000. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. 112 с.
256. Хитаров Н.И., Лебедев Е.П., Дорфман А.Я., Слуцкий А.Б. Вязкость сухих и водосодержащих базальтовых расплавов под давлением // Геохимия. 1978. N 6. С. 900—905.
257. Ходьков А.Е., Валукович Г.Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.
258. Циклис Д.Е. Расслоение газовых смесей. М.: Химия, 1969. 139 с.
259. Чайка В.М., Савочкина Е.И., Ужгалис Э.В. Коматитовый вулканизм и рудообразование // Современные проблемы палеовулканизма. М.: Наука, 1985. С. 68—74.
260. Чудинов Ю.В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника. М.: Недра, 1985. 245 с.
261. Чухров Ф.В. О едином источнике металлов глубоководных океанических руд и осадков // Геология руд месторождений. 1978. N 3. С. 3—15.
262. Шаранов В.П., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.
263. Шарден де Тейяр П. Феномен человека. М.: Наука, 1987. 240 с.
264. Шарков Е.В. Исходные расплавы габбро-анортозитовых комплексов докембрия Балтийского щита // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 241—246.
265. Шарков Е.В., Синдеев А.С. Ортопироксеновый барьер и происхождение андезитовых серий магматических пород // Геохимия. 1981. N 5. С. 627—636.
266. Шатков Г.А., Гуцин Е.П. О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических стеклах // Геохимия. 1969. N 12. С. 1510—1513.
267. Шейнманн Ю.М. К проблеме генерации магм // Сов. геология. 1969. N 2. С. 10—26.
268. Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли // Геотектоника. 1970. N 4. С. 5—32.
269. Шейнманн Ю.М. Тектоника и магматизм // Избранные труды. М.: Наука, 1976. 392 с.
270. Шемякин В.М., Шуркин К.А. О номенклатуре чарнокитондов // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 124—126.
271. Шинкарев Н.Ф. О проблеме происхождения гранитов // Зап. ВМО. 1974. Т. 103, вып. 4. С. 17—29.
272. Шинкарев Н.Ф. Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 304 с.
273. Шипулин Ф.К. Самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение // Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965. С. 120—130.
274. Шипулин Ф.К. Об источнике энергии при интрузивных процессах // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 143—218.
275. Шипулин Ф.К. О методах физико-химического изучения процессов образования изверженных пород // Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 38—51.
276. Ширфман В.С. О строении спилитовых потоков // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 16(4). С. 113—119.
277. Шлезингер А.Е. Позднепалеозойские и раннемезозойские орогенные структуры в герцинидах Евразии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 18(4). С. 5—15.
278. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм Балтийского щита и фундамента северной части Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N 5. С. 12—22.
279. Щелочные породы. М.: Мир, 1976. 400 с.
280. Эскола П. Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. С. 154—261.
281. Яровикова Р.Т. Метод моделирования в исследовании геологического объекта // Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 294—307.
282. Яшина Р.М. О формационном анализе щелочных пород длительно развивавшейся складчатой области // Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 115—134.
283. Bedard Jean H. The opening of the Atlantic, the Mesozoic New England igneous province, and mechanism of continental breakup // Tectonophysics. 1985. Vol. 113, N 3/4. P. 209—232.
284. Bunning Bonnie B. Tin, tungsten and molybdenum geochemistry of parts of Steoens and Spokane Counties, Washington // Rept. Invest. State Wash. Dep. Natur. Resour. Div. Geol. and Earth Resour. 1985. N 28. P. 1—57.
285. Crocker I.T. Metallogenic aspects of the Bushveld granites: fluorite, tin and associated rare metal-carbonate mineralisation // Symp. Miner. Deposits and Transp. and Deposits Metals. Salisbury, 1976. P. 275—295.
286. Cronan D.S. Metallogenics at oceanic spreading centres // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136. P. 621—626.
287. Edgar A.D. On the use of the term "Agpaitic" // Miner. Mag. 1974. Vol. 39, N 306. P. 729, 730.
288. Hubbard Fred M. Exsolution myrmekite. A proposed solidstate transformation model // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1967. Vol. 89, N 4. P. 410—422.
289. Jacobson K.R.E., Muc Leod W.N., Black R. Ring complexes in the younger granite province of Northern Nigeria // Geol. Soc. London. Mem. 1958. N 1. P. 1—72.
290. Kennedy G.C., Wasserburg I., Herd H.C., Newton R.C. The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ // Amer. J. Sci. 1962. Vol. 260. N 12. P. 23—35.
291. Krans P. Použití plasmu v hutnictví // Hutn. listy. 1963. Sv. 18, N 3. S. 199—202.

292. Luth W.C. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — SiO_2 and KAlSi_3O_8 — SiO_2 to 20 kbar and relationship between H_2O content $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and total in granite magmas // Amer. J. Sci. A. 1969. Vol. 267. P. 325—342.

293. Mc Laren A.C. Transmission electron microscope investigations of the microstructures of microclines // Feldspars and Feldspathoids: Stuct., Prop. and Occurrences: Proc. NATO Adv. Study Inst. Rennes, June 26—July 6, 1983. Dordrecht etc., 1984. P. 373—409.

294. Mulugeta gene dynamic models of continental rift valley systems // Tec-

tonophysics. 1985. Vol. 113, N 1/2. P. 49—73.

295. Vorma A. Alkali feldspars of the Wibory rapakivi massif in southeastern Finland // Bull. Commiss. Geol. Finl. 1971. N 246. P. 36—97.

296. Wimmenahor W. Lamprophyre, Similamprophyre und anahibazaltische Ganggesteine // Fortschr. Miner. 1973. Bd. 51, N 1. S. 3—67.

297. Roedder E., Weiblen P. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas evidenced by melt inclusions in lunar rocks // Science. 1970. Vol. 167, N 20. P. 641—644.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Введение	5
Глава I. Основные теоретические положения	7
Концепции гранитообразования	9
Системный подход	15
Молекулярный уровень	23
Гравитационный уровень	27
Общие особенности магматизма и рудогенеза	35
Предварительные итоги	38
Глава II. Главные виды магматизма	38
Континентальный рифтогенный магматизм	41
Инициальный магматизм геосинклиналей	44
Базальтоидный магматизм в целом	50
Гипербазиты	59
Щелочной магматизм	70
Глава III. Гранитоидный магматизм	70
Общие особенности	75
Габбро-анортозит-рапакиви	78
Контрастные серии	79
Андезиты	82
Региональный метаморфизм и гранитизация	87
Глава IV. Генезис гранитов	99
Глава V. Гранитогенная металлогения	99
Общие закономерности	104
Редкометальные пегматиты и их классификация	111
Магματοгенный мегацикл	113
Тектоно-магматический цикл	116
Гранитогенный цикл	116
Интрузивный цикл	120
Рудогенный цикл	123
Заключение	132
Литература	132

Научное издание

Недумов Игорь Борисович

**ГЕНЕЗИС ГРАНИТОВ
И ГРАНИТОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ
(системный подход)**

*Утверждено к печати
Институтом минералогии,
геохимии и кристаллохимии
редких элементов*

Редактор *Т.Б. Гришина*

Художник *Н.И. Казаков*

Художественный редактор *В.В. Алексеев*

Технический редактор *Г.П. Каренина*

Корректор *И.Г. Мартъянова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 37586

Подписано к печати 11.10.88. Т—01980

Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл. печ. л. 9,0. Усл. кр.-отт. 9,4. Уч.-изд. л. 11,0

Тираж 500 экз. Тип. зак. 754

Цена 2 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12