

СОВРЕМЕННЫЕ
ПРОБЛЕМЫ
ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ
И ПРИКЛАДНОЙ
ГЕОХИМИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А. П. ВИНОГРАДОВА

USSR ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
VINOGRADOV INSTITUTE OF GEOCHEMISTRY

Академия наук СССР
Сибирское отделение
Институт геохимии им.
А. П. Виноградова

PRESENT-DAY
PROBLEMS
OF THEORETICAL
AND APPLIED
GEOCHEMISTRY

Responsible editor
Prof., Dr. Sc. B. M. Shmakin



NOVOSIBIRSK
PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
1987

СОВРЕМЕННЫЕ
ПРОБЛЕМЫ
ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ
И ПРИКЛАДНОЙ
ГЕОХИМИИ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук проф. Б. М. Шмакин

492/



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1987



УДК 550.4

Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1987.

Сборник выпущен к 70-летию академика Л. В. Таусона. Он посвящен актуальным проблемам глобальной геохимии, геохимической специализации изверженных горных пород и их классификации, генетическим и парагенетическим связям оруденения с магматизмом, геохимическим методам поисков и оценки месторождений. Особый интерес представляют новые методические подходы к решению геохимических задач, включая изотопный анализ газово-жидких включений в минералах, экспериментальные исследования геохимии золота, использование тяжелых фракций минералов при геохимических поисках. Обсуждаются вопросы геохимии рудно-магматических систем и генезиса горных пород и рудных месторождений. Авторами сборника являются ведущие специалисты Москвы, Иркутска, Новосибирска, Улан-Удэ и их зарубежные коллеги.

Книга рассчитана на геохимиков, минералогов, петрологов, специалистов по месторождениям полезных ископаемых, геологов-практиков, занимающихся геохимическими методами поисков.

This collection of articles is dedicated to the 70th anniversary of Academician L. V. Tauson, and concerns the problems of global geochemistry, geochemical specific features of igneous rocks and their classification, genetic and paragenetic relation of mineralization to magmatism, geochemical techniques of exploration and assessment of deposits. Of particular interest are new methodological approaches to solve geochemical problems including isotopic analyses of gas-liquid inclusions in minerals, experimental studies of gold geochemistry, utilization of heavy mineral fractions in geochemical prospecting and others. Some papers are devoted to geochemistry of ore-magmatic systems and genesis of rocks and ore deposits. The authors of the papers are leading geochemists from Moscow, Irkutsk, Novosibirsk, Ulan-Ude and their foreign colleagues.

The book will likely be of interest to geochemists, mineralogists, petrologists, experts of mineral deposits as well as to practical geologists concerned with geochemical methods of prospecting.

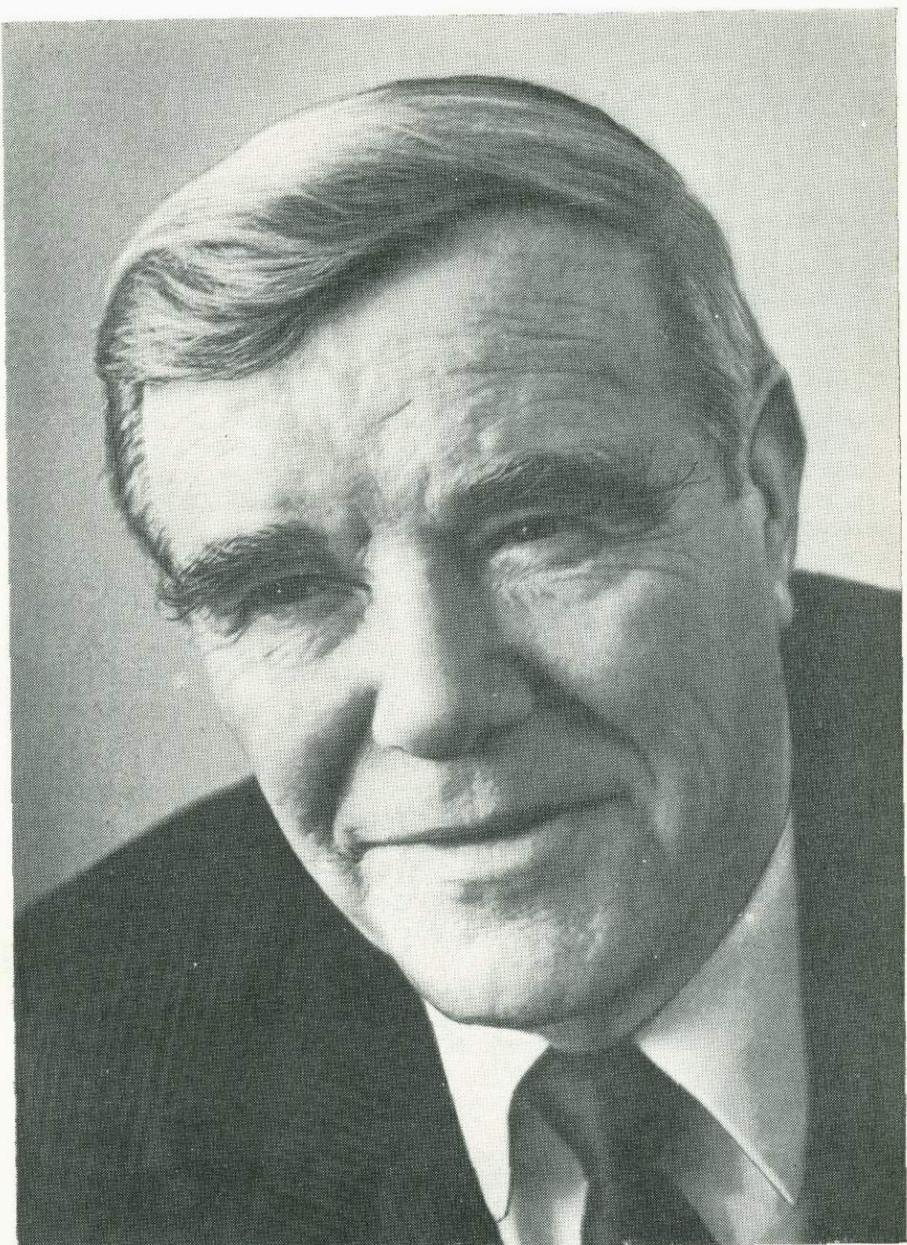
Рецензенты А. А. Конев, Л. Л. Петров

Редакционная коллегия

Д. М. Волкова, доктора геол.-мин. наук О. М. Глазунов, И. К. Карпов,
В. Д. Козлов, М. И. Кузьмин, И. С. Ломоносов, В. Д. Пампуря, В. С. Самойлов

С 1904020000—871 186—87—Iv
042(02)—87

© Издательство «Наука», 1987 г.



ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателей сборник по своей тематике отражает основные направления научных интересов директора Института геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР академика Льва Владимировича Таусона.

Еще в конце 40-х гг. Л. В. Таусон доказал множественность форм нахождения рудных элементов в горных породах. Кроме элементов, слагающих собственные минералы, и элементов — изоморфных примесей в других минералах, определенная часть элементов может находиться в породах в состоянии молекулярного или атомарного рассеяния. Возможность их относительно легкого выноса из пород при постмагматических процессах имеет огромное значение для теории рудообразования и для трактовки способов формирования ореолов рассеяния рудных элементов.

Развитие этих идей в сочетании с изучением разнообразных месторождений в последующие годы позволило Л. В. Таусону сделать фундаментальные выводы о формировании полей рассеяния и концентрирования элементов, что имело большое значение для создания учения о рудномагматических системах и для определения стратегии геохимических методов поисков месторождений.

Этому направлению посвящены статьи Виктора Л. Барсукова, М. В. Борисова и других авторов в разделе «Геохимия рудно-магматических систем», а также ряд статей в разделах «Генезис горных пород и руд» и «Геохимические методы поисков и оценки месторождений».

С начала 50-х гг. Л. В. Таусон возглавил группу сотрудников ГЕОХИ им. В. И. Вернадского и осуществил вместе с ними многоплановое изучение геохимии редких элементов в гранитоидах. Эти работы стали классическими, на них уже несколько десятилетий ссылаются все советские и зарубежные исследователи геохимии гранитных систем. Переехав в конце 50-х гг. в Иркутск и возглавив новое научное учреждение — Институт геохимии Сибирского отделения Академии наук СССР, Лев Владимирович значительно расширил работы по геохимии и рудоносности гранитоидов и близких к ним пород.

Итогом нового этапа исследований явилась монография Л. В. Таусона «Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов» (1977 г.), ставшая настольной книгой всех геохимиков. Большое значение в ней придается вопросам типизации геологических объектов на генетической основе, что в максимальной степени отражается в редкозлементной характеристике пород. Особое внимание Л. В. Таусона в последнее время привлекают так называемые латитовые комплексы базальтоидных пород и связанные с ними месторождения.

Это направление геохимии представлено в сборнике статьями И. В. Александрова, В. Л. Барсукова, Н. Л. Добрецова, Н. А. Дурасовой,

В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко, В. Д. Козлова, И. Д. Рябчикова и многих других исследователей. Большой интерес представляют работы по распределению в гранитоидах ранее не изученных элементов, в частности селена и теллура (статья Ю. П. Трошина и его коллег), а также результаты изучения распределения изотопов рубидия и стронция как в гранитоидах в целом, так и в составе газово-жидких включений (статьи Г. С. Плюснина и С. Б. Брандта с соавторами).

Участие Л. В. Таусона в преподавании курсов геохимии в Иркутском университете и Иркутском политехническом институте, а также его многолетняя деятельность на посту директора Института геохимии с участием во всесоюзных и международных геохимических форумах предопределили интерес к вопросам глобальной геохимии. Этому направлению в данном сборнике посвящены обобщающие статьи Ю. Г. Щербакова и М. И. Кузьмина, а также несколько работ по геохимии конкретных типов пород в той или иной геодинамической обстановке.

С самого начала организации в Иркутске нового геохимического центра большое внимание Л. В. Таусон уделяет контактам с производственными геологическими организациями Сибири. Поэтому вполне естественно, что Институт геохимии СО АН СССР ведет фундаментальные исследования по геохимическим методам поисков и внедряет эти методы в практику геолого-разведочных работ. Регулярно проводимые под руководством Льва Владимировича региональные совещания по различным методам геохимических поисков в разных ландшафтных условиях сыграли огромную роль в повышении качества и результативности поисковых работ. Много лет Л. В. Таусон руководит Рабочей группой поисковой геохимии в системе Международной ассоциации геохимии и космохимии. По его инициативе и самом активном участии на геолого-разведочном факультете Иркутского политехнического института организована первая в Сибири кафедра поисковой и разведочной геохимии, на которой ведется постоянная работа по повышению квалификации работников геохимических партий Сибири.

Вопросам теории и практики применения геохимических методов посвящены дискуссионная статья французских авторов Е. Вильельма и Д. Артиньяна, статьи Г. Б. Наумова, И. С. Ломоносова, Н. А. Китаева и их коллег.

В последние годы Л. В. Таусон уделяет большое внимание только что зародившемуся новому направлению биогеохимии — агрогеохимии. Изучение распределения и миграции элементов в искусственных фитогеоценозах с целью улучшения плодородия почв, повышения урожайности и качества сельскохозяйственных продуктов — так формулируется это направление. Геохимическая характеристика почв и обоснование применения для их улучшения зол ТЭЦ, лигнина, шлаков и других отходов производства имеют колossalное значение для условий Восточной Сибири с ее преобладающими кислыми малоурожайными почвами. В статье А. Н. Сутурина и Н. К. Кочнева, заключающей сборник, излагаются задачи и методы агрогеохимии, определяется ее место в цикле наук о биосфере.

Редакционная коллегия и авторы надеются, что этот коллективный труд демонстрирует состояние исследований в различных областях геохимической науки, многообразие вопросов, над которыми еще предстоит работать геохимикам, искренне желают Льву Владимировичу Таусону доброго здоровья и новых творческих свершений.

Редакция

ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ

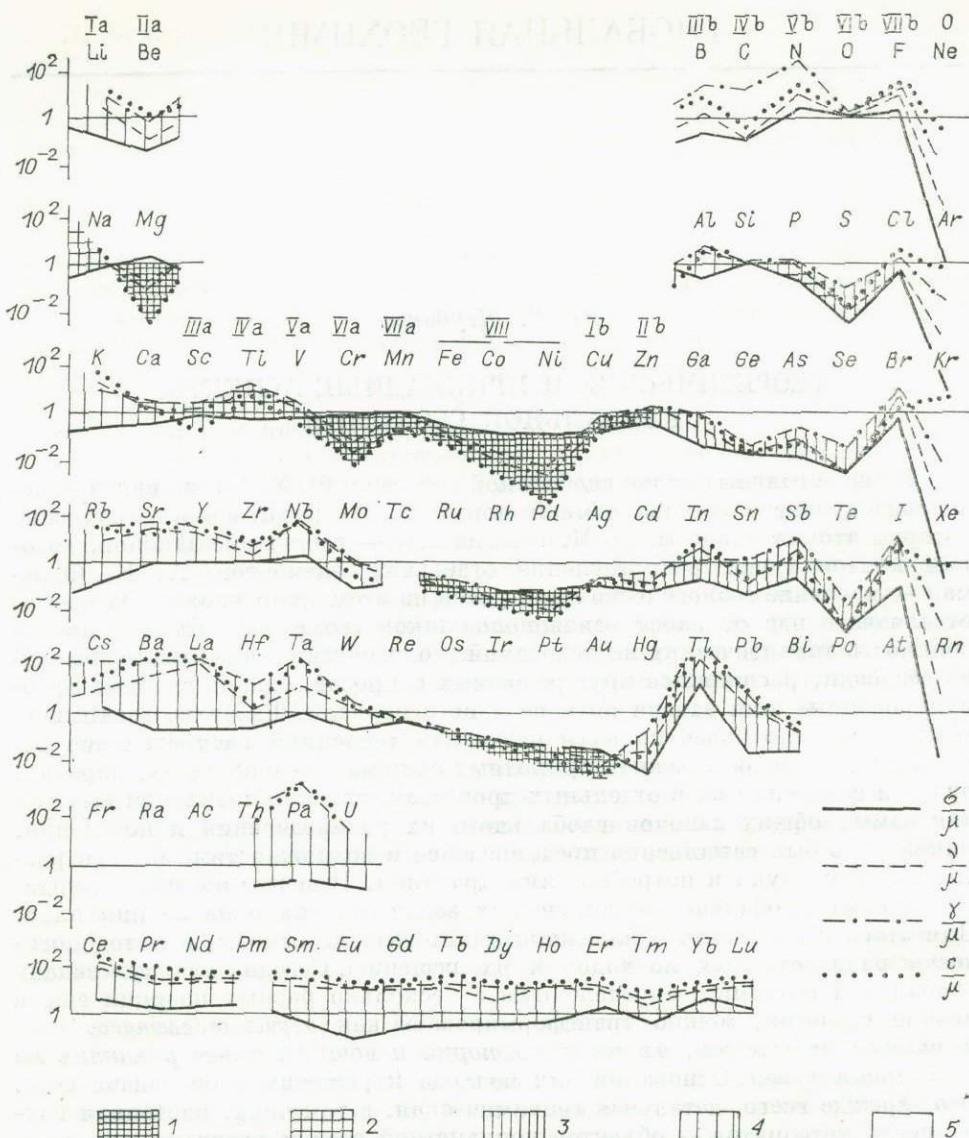
Ю. Г. Щербаков

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОХИМИИ

В числе главных задач глобальной геохимии Ф. У. Кларк видел определение среднего состава земной коры, В. И. Вернадский — изучение истории атомов планеты, В. М. Гольдшмидт — выявление законов, которые контролируют распределение отдельных элементов, А. Е. Ферсман — изучение геологических процессов на атомарном уровне. За время, отделяющее нас от работ основоположников геохимии, объем и прецизионность аналитических исследований геологических объектов необычайно возросли, расширился круг решаемых вопросов, однако главные сформулированные ими задачи пока себя не исчерпали. Развитие геохимических работ шло более по пути уточнения тенденций распределения отдельных элементов в разных природных системах — минералах, породах, рудах и поведения их в отдельных процессах, чем в направлении выявления самых общих законов глобального их распределения и поведения. Такой путь был естественно предопределен возможностями быстро развивающейся науки и потребностями практики. Решение же более фундаментальных глобально геохимических задач отступало на задний план. Для этого недоставало и надежной эмпирической основы, и методологически разработанных подходов к их решению. Сегодня главную задачу глобальной геохимии, определенную с несколько разных позиций еще в начале столетия, можно трансформировать как *изучение составов планетарных мегасистем, их связей, истории и общих законов развития на атомарном уровне*. Основания для подхода к решению этой задачи есть. Это, прежде всего, детальная геохимическая, в том числе изотопная изученность метеоритов — объектов допланетной стадии развития вещества, так же как и большого разнообразия глубинных и коровых производных его планетарной эволюции [2]. Это и работы по локальной геохимической зональности природных систем [1, 7], и по геохимической типизации магматических пород, отличающихся геодинамическими режимами своего возникновения и рудоносностью, среди которых особое место занимают труды Л. В. Таусона [5, 6]. Наименее разработанными, но не менее существенными для понимания общих законов развития вещества Земли остаются принципы геохимической интерпретации данных о металлогенических провинциях мира [4, 8].

В настоящей статье рассмотрены некоторые методологические предпосылки и подходы к синтезу и анализу геохимических и металлогенических данных, позволившие в конечном итоге затронуть ряд теоретических аспектов глобальной геохимии и связанных с ними вопросов прогнозного порядка. Некоторые общие представления автора и подходы к геохимической систематике глобальных систем изложены в работах [9—11].

В качестве первой предпосылки глобального рассмотрения геохимической информации обратимся к характернейшему явлению и свойству



Некоторые коэффициенты концентрации элементов в главных по распространенности типах пород и потенциальная рудоносность магматических комплексов.

Коэффициенты: σ/μ — центростремительности, v/μ — окси菲尔ности, γ/μ — гранито菲尔ности c/μ — центробежности. Потенциальная рудоносностьмагм: 1 — ультраосновных ($\sigma/\mu > v/\mu$); 1 + 2 — основных ($v/\mu > \gamma/\mu > c/\mu$); 3 — сиалических и фемически-сиалических; 3 + 4 — сиалических; 5 — возрастающая с увеличением в них доли летучих максимально-центробежных элементов [9].

всех природных систем, в том числе высших порядков,— их зональности. Для выявления ее тенденции, причин и следствий прежде всего необходимо выбрать способы ее измерения (т. е. средство сопоставления самых различных природных объектов — горных пород и руд, геологических, в том числе рудных формаций, рудных и металлогенических поясов, зон, провинций и геосфер — самых ярких ее выражителей).

Именно метрологическая основа количественного анализа глобальных геохимических систем остается разработанной недостаточно для выявления их конституции, истории и закономерностей развития. Используемые на практике для этих целей подразделения элементов, предложенные в описательно-эмпирических геохимических классификациях на лито-, халько-, сидерофильные или черные, цветные, радиоактивные, благород-

ные, редкие, рассеянные, циклические, рудные, акцессорные, когерентные, некогерентные и т. д., для названных целей недостаточны, так как они сугубо качественные и общие, а поэтому не могут быть четко разграничены и тем более сопоставлены с геологическими подразделениями более высокого порядка. Стремление преодолеть названные недостатки побудило нас применить для разделения элементов количественные соотношения их содержаний в производных системах к исходным [9, 11].

Поскольку наиболее гомогенно распределены элементы в спектре Солнца, а более близок к нему состав углистых хондритов (μ) типа C1, обогащенных низкотемпературной фракцией, постольку именно они приняты за точку отсчета составов производных глобальных систем — первичной земной коры базальтоидного состава — (v), коры континентального типа, в первом приближении отвечающей среднему составу глинистых сланцев (c) и близкой к среднему составу гранитоидов по А. П. Виноградову (γ), а также ультраосновных пород (σ), характеризующих силикатную тугоплавкую реститовую производную дифференциацию мантийного субстрата (см. рисунок). Анализ коэффициентов концентрации (КК) каждой системы обнаруживает периодичность изменения их величин, подобную установленной Д. И. Менделеевым для химических и физических свойств элементов, в конечном счете и определяющих основные закономерности глобальной геохимии.

В частности, соотношение кривых КК отражает геохимическую специализацию связанных своим происхождением пород, т. е. потенциальную их возможность служить источником металлов при эндогенном рудообразовании (см. таблицу). Так, в средней части таблицы при общем дефиците центростремительных элементов в породах земной коры и верхней мантии сравнительно с метеоритным веществом их КК максимальны у

Сtereogeохимические типы базальтоидов и гранитоидов

Тип	Фемические				Фемически-сиалические				Сиалические				
	γ_{μ}	γ_{Sr}	γ_{Rb}	γ_{Ba}	γ_{Sr}	γ_{Rb}	γ_{Ba}	γ_{Sr}	γ_{Rb}	γ_{Ba}	γ_{Sr}	γ_{μ}	
Π	γ_{Ca}	440	110	420	3	1	γ_A	42	270	40	10	90	γ_{π}
	γ_{τ}	140	3	57	0,12	0,08	γ_h	700	125	1700	7,2	0,7	γ_{ρ}
P	β	465	20	250	1,5	0,2	γ_{α}	260	100	550	6	1,6	γ
	τ	190	8	150	2	0,2	α	385	3	270	2	0,3	γ_m
ИС	σ	1	0,2	0,4	1,2	0,8	λ	1200	70	4500	3,8	0,2	γ_{φ}
											650	140/1550	7
													0,8

Приимечание. Типы комплексов: Π — центробежные, Р — равновесные, ИС — центростремительные. Базиты: τ — толеиты, β — базальты, λ — лейциты, α — андезиты, σ — ультрабазиты. Граниты: γ_{Ca} — базальтового ряда, γ_{τ} — толеитового ряда, γ_{α} — аптаитовые редкометалльные, γ_{β} — аптаитовые редкометалльные, γ_{φ} — щелочные редкометалльные, γ_{π} — щелочные редкометалльные, γ_m — пломазитовые редкометалльные, γ_{ρ} — пломазитовые щелочные, γ — ультраметаморфический, γ_{λ} — козырько-щелочные. γ_{Sr} — в глинистых сланцах (\approx в земной коре сиалической), γ_{μ} — в углистых хондритах типа C1. Название пород и содержания в них Sr, Rb и Ba — по Л. В. Таусону [5, 6], для σ и γ_{Ca} — по К. Турекину и К. Веденю [13].

гипербазитов и минимальны у гранитоидов и глинистых сланцев. К началу и к концу каждого периода с увеличением химической активности и относительной подвижности каждого элемента возрастают их КК более всего для «средних» гранитов.

Коэффициенты концентрации металлов в габброидах относительно протовещества КК v/μ возрастают с увеличением их сродства к кислороду и потому названы нами коэффициентами окси菲尔ности. Оксифилы, т. е. элементы с $v/\mu > 1$, накапливаются в базальтоидах океанической коры. Интенсивность их дальнейшего накопления в континентальной коре прямо пропорциональна величине c/v , отражающей преимущественные тенденции накопления элементов совместно с кремнием и алюминием или магнием и железом. Элементы с $c/v > 1$ накапливаются (так же как и их месторождения) преимущественно в коре континентального типа, почему и названы соответственно сиалическими. Элементы с $c/v < 1$ названы нами фемическими и концентрируются в месторождениях до появления сиалических провинций, а по мере их развития все более накапливаются в ассоциации с сиалическими элементами.

Отношение c/μ как произведение v/μ и c/v более всего отражает общий эффект накопления элементов в земной коре континентального типа сравнительно с протопланетным веществом и, поскольку этот процесс регулируется, видимо, в основном гравитационным полем планеты, c/μ названо нами общим коэффициентом центробежности. Элементы с $c/\mu < 1$ отнесены к центростремительным при $c/v < 1$ и к дефицитно-центробежным при $c/v > 1$, т. е. когда при общем их дефиците в земной коре они все же преобладают в сиалическом ее фрагменте сравнительно с фемическим [8, 9].

Рассмотрение глобальной геохимической зональности в составе и распределении месторождений в главнейших структурных фрагментах земной коры выявляет четкую ее зависимость от принадлежности элементов к тем или иным выделенным их классам. Древнейшее из известных в мире месторождение железистых кварцитов в Гренландии имеет возраст около 3,8 млрд лет. К этому же (кольскому) этапу (3,8—2,8 млрд лет) наряду с самым распространенным фемическим гетерофилом — железом принадлежат месторождения элементов того же типа Cr, Cu—Ni, Au на всех древнейших и наиболее глубоко вскрытых эрозией щитах Канады, Бразилии, Скандинавии, Индии, Африки и Западной Австралии. Все они связаны с ультрамафитами и существенно базитовыми комплексами зеленокаменных поясов. На 300 млн лет позже датируются древнейшие месторождения центробежных элементов — сиалических окси菲尔ов Ta, Nb, Li, связанные с развитием гранитогнейсовых куполов [4].

Зональность архейских и протерозойских геосинклинального типа рудных провинций земной коры повсеместно контролируется степенью фемичности — сиаличности вмещающих месторождения метаморфических комплексов. Наиболее общая геохимическая тенденция изменения их состава во времени состоит в постепенном расширении спектра концентрирующихся в них элементов за счет все менее распространенных и обладающих большой центробежностью Sn, W, Be и др. Вместе с тем соответственно возрастает и общее разнообразие составов месторождений наряду с некоторым увеличением диапазонов ОК геохимически родственных рудообразующих элементов в каждом из их классов [9].

На рубеже архея и протерозоя, т. е. около 2,6 млрд лет назад, существенное развитие получают платформенные режимы с присущими им крупными стратиформными месторождениями медиистых песчаников, ураноносных конгломератов, U, Pb—Zn, Au, Cu—Co месторождениями в терригенных, карбонатных и обогащенных органикой черносланцевых толщах. На данном этапе развития геохимически зрелой коры, таким образом, впервые при осадкообразовании концентрируются очень мало распространенные элементы.

Фанерозойским складчатым геосинклинально-орогенным металлогеническим провинциям свойственно еще более возросшее сравнительно с докембрийскими разнообразие морфогенетических типов и составов рудных месторождений при особенно характерном увеличении в них концентрации и относительной доли высокоподвижных гетерофилаев As, Sb, Hg, Tl, Te, Ag и др. Наряду с унаследованием рудами геохимических особенностей вмещающего их субстрата здесь чаще наблюдается большая разобщенность месторождений со своими источниками питания металлами и еще более возрастает среди них роль полигенных, регенерированных и полихронных рудных полей, тяготеющих к областям тектономагматической активизации. Последние часто приурочены к участкам сопряжения структурных блоков и к скрытым глобальным нарушениям-линеаментам, протянувшимся на огромные расстояния. Для фанерозойских и особенно мезо-кайнозойских эндогенных месторождений более, чем для древних, характерно развитие богатых по содержанию металлов «бонанцевых» руд, хорошая их сохранность, большое разнообразие минеральных составов в близповерхностных объектах и передко огромные объемы около- и предрудных гидротермалитов. В геохимическом профиле фанерозойских месторождений возросла сиаличность рудных ассоциаций. Платформенные континентальные области фанерозоя еще более, чем складчатые, постепенно теряют свою фемичность, но отличаются уникальным развитием концентраций максимально-центробежных элементов в газово-нефтяных и угольных месторождениях и повышением роли осадочных рудоносных провинций редких сиалических окси菲尔ов — Li, B, K, Rb, Cs и др.

Общая геохимическая закономерность глобальной зональности и последовательности металлогенического развития земной коры прослеживается как последовательное расширение спектра рудообразующих элементов — от центростремительных, вначале наиболее распространенных, затем все более редких гетерофилаев средней части менделеевской таблицы, затем соседствующими с ними слева многовалентными сиалическими окси菲尔ами, еще позже и дальше от источников сиалическими гетерофилаами и, наконец, наиболее подвижными и редкими элементами периферии таблицы. Зональность и последовательность развития глобальных металлогенических провинций отражается, таким образом, в асимметричной зональности кривых коэффициентов концентрации элементов в породах относительноprotoпланетного вещества.

Расшифровка более тонких закономерностей зональности составов и условий глобального размещения и образования рудных месторождений приводит к мысли о желательности дальнейшего их подразделения в соответствии с принятым нами для элементов принципом, т. е. по степени фемичности — сиаличности и центробежности — центростремительности. Предпосылкой тому служит образование, по существу, каждой породы и любой геологической формации в результате дифференциации тем или иным способом какого-то исходного вещества.

Протекание всех природных процессов в гравитационном поле планеты разделяет подвижные компоненты и неизбежно формирует ту или иную зональность. В одном случае она бывает скрытой или слабо выраженной или даже резкой, но в пределах одного геологического тела — магматического, осадочного или гидротермально-метасоматического; в другом мы вправе различать пространственно разобщенные, но находящиеся в закономерной связи с источником продукты его эндо- или экзогенного гравитационного разделения, которые можно идентифицировать в качестве центробежных либо центростремительных.

Воссоздание в разных масштабах подобной стереохимической панорамы связи исходных и производных продуктов фракционирования вещества, можно думать, облегчит реставрацию условий их возникновения и выявит новые закономерности зонального строения земной коры,

рудных провинций, полей и отдельных тел, знание которых может облегчить их поиски и прогнозную оценку. Прибегнуть к такого рода анализу побуждает наблюдаемое изменение состава рудных ассоциаций элементов во времени и в пространстве, с одной стороны, вследствие изменения состава исходного вещества, с другой — в результате различия способа и степени его разделения.

Например, состав золоторудных месторождений по присутствию в рудах тех или иных сопутствующих элементов и разным их концентрациям и количественным соотношениям отображает одновременно и состав источников металлов, и степень разобщенности с ними рудных тел. Представляется, что только системный анализ стереоgeoхимических закономерностей может дать желаемый результат и, в частности, помочь разобраться в диагностическом значении количественных соотношений элементов в разного типа породах и рудах.

Исключительно благоприятным объектом для подобного анализа служит разнообразие геохимических типов гранитоидов и базальтоидов, выделенных в качестве образований разных геодинамических обстановок Л. В. Таусоном [5, 6]. При составлении таблицы стереоgeoхимических типов этих пород к центростремительным нами отнесены наиболее обедненные редкими щелочами и другими подвижными в магматическом процессе элементами для каждой из групп, отличающихся степенью фемичности — сиаличности. Верхними в группах центробежных и «равновесных» пород, наоборот, показаны более обогащенные этими элементами и вместе с тем, как считается, обыкновенно более поздние и глубинные по месту выплавления магм. В таблице для краткости иллюстрации принципов стереоgeoхимического анализа природных образований даны лишь содержания трех редких элементов (притом в последовательности возрастания их общей центробежности с/и и только двух коэффициентов относительной концентрации (OK) пар геохимически родственных элементов [11]).

Вместе с тем даже столь лаконичная форма анализа пространственно-геохимических соотношений важнейших типов магматических пород выявляет существенные закономерности. Прежде всего, это, очевидно, направленная связь отдельных типов и достаточная, чтобы быть индикаторной, дискретность и нелинейность развития их составов. Направленность и размерность развития их при этом сходны для «мантийных» и «коровых» разностей, как они выделены Л. В. Таусоном [6] в соответствии с современными геодинамическими представлениями. Очевидная при этом «сиализация» мантийных производных в фемическо-сиалической группе, судя по OK, Rb/Sr, достигает здесь максимума у агпайтовых гранитов, высокорудоносных в отношении редких центробежных сиалических оксифилов.

Наконец, в связи с отмеченными закономерностями просматривается, можно сказать, парадоксальная черта распределения элементов в магматических комплексах разных геодинамических обстановок в их современном понимании. Она состоит в несоответствии точно подмеченного Л. В. Таусоном [6] понижения содержаний центростремительных элементов Ni, Co, Cr в ряду толеиты → базальты → андезиты → латиты, т. е. во все более глубинных, как принято думать, магматических очагах, и повышения в той же последовательности содержаний центробежных K, Rb, Sr и Ba.

В данной статье недостаточно места для обсуждения этого парадокса несоответствия центробежности элементов и магматических систем, однако ясно, что без последовательного стереоgeoхимического анализа составов и OK многих пар элементов в породах сопряженных в геологическом пространстве магматических производных общих очагов он разрешен не будет. Дискуссионность затронутого вопроса тем более очевидна, что внутриинформационная геохимическая, т. е. локальная, а нередко и скры-

тая зональность распределения элементов, назовем ее зональностью второго порядка, описанная и очень непротиворечиво объясненная Н. А. Шило [7] для габбро-гипербазитовых массивов, а Н. Н. Амшинским [1] прослеженная для гранитов, в общем довольно хорошо согласуется с полученным нами рядом возрастающей центробежности [8, 9].

Не предвосхищая конкретных результатов предстоящего стереоgeoхимического анализа глобальных природных систем от ядромантийно-коровых до чрезвычайно тесно связанных с мегасистемами конкретных рудно-магматических, гидротермально-метаморфических и др., можно выразить уверенность, что он представит далеко не только академический интерес, но также будет способствовать повышению теоретического уровня прогнозов провинций и оценки рудных полей, поскольку ориентирован на выявление общих законов их развития в пространстве и времени. Ближайшим и самым реальным шагом в развитии подобного анализа был бы по возможности скорейший переход от геологического картирования к геолого-геохимическому с использованием оптимальных возможностей каждого масштаба от глобального до принятого при отработке месторождений [10].

ЛИТЕРАТУРА

1. Амшинский Н. Н. Вертикальная, петрохимическая зональность гранитоидных плутонов.— Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973.— 200 с.
2. Балашов Ю. А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли.— М.: Наука, 1984.— 222 с.
3. Розова С. С. Классификационная проблема в современной науке.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 216 с.
4. Смирнов В. И. Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогенез и рудные месторождения: Докл. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— С. 3—10.
5. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
6. Таусон Л. В. Магматизм и рудообразование: Чтения им. В. И. Вернадского. XIX.— М.: Наука, 1979.— 36 с.
7. Шило Н. А. Расслоенные plutоны и некоторые вопросы рудообразования // Тихоокеанская геология.— 1983.— № 6.— С. 63—79.
8. Щербаков Ю. Г. Химическая эволюция вещества Земли и эндогенное рудообразование // Золото и редкие элементы в геохимических процессах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 14—33.
9. Щербаков Ю. Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов // Геология и геофизика.— 1982.— № 1.— С. 77—84.
10. Щербаков Ю. Г. Геохимические критерии источника металлов и оценки эндогенных месторождений на глубину // Там же.— 1984.— № 8.— С. 74—80.
11. Щербаков Ю. Г. и др. Коэффициенты концентрации элементов как источник информации об условиях рудообразования // Геохимия.— 1980.— № 11.
12. Sheerbakov Yu. G. Legends of geochemical maps // J. Geochem. Exploration.— 1984.— Vol. 21.— P. 481—486.
13. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. America.— 1961.— N 72.— P. 175.

B. Г. Иванов, B. C. Самойлов

К ГЕОХИМИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА

Одной из важнейших проблем современной петрологии является выяснение геолого-геохимических особенностей формирования внутриконтинентального рифтогенного магматизма и связанных с ним месторождений полезных ископаемых.

Юг Восточной Сибири и Монголия характеризуются широким проявлением внутриконтинентального рифтогенного магматизма. Отдельные вулканические поля этого региона в основном принадлежат трем крупным рифтогенным структурам: Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), тесно

сопряженной с ней Хубсугуло-Хангайской зоне (ХХЗ) в Северной и Центральной Монголии и субширотной структуре в Южной Монголии, пространственно тяготеющей к зоне Главного Монгольского линеамента (ЗГМЛ) и протягивающейся почти на 1500 км от Монгольского Алтая до вулканического плато Дариганга. На территории рассматриваемого региона рифтогенез характерен для континентальной коры разного возраста — от докембрийской на севере до среднепалеозойской на юге [17, 18], разной степени зрелости и мощности.

В пределах рифтогенной структуры Южной Монголии, сформировавшейся на сравнительно молодой континентальной коре, впервые проведена корреляция магматизма. Имеющиеся данные позволяют выделить здесь три возрастных цикла рифтогенного магматизма.

1. Позднепалеозойский цикл (280—250 млн лет), представленный бимодальной базальт-риолит-комендитовой серией [5, 8, 18].

2. Позднемезозойский цикл (165—90 млн лет) — самый длительный и разнообразный по продуктам магматизма. Он начинается в поздней юре излияниями щелочных магм, по составу варьирующих от меланефелинитов — мелалейцититов до трахитов, трахит-латитов и кварцевых латитов, сменяющихся в начале мела (136—125 млн лет) базальтоидным вулканализмом повышенной щелочности, продукты которого относятся к цаганцабской свите. Цаганцабские базальты нередко ассоциируются с кислым онгонит-риолитовым вулканализмом. Во второй половине раннего мела, в дзунбаинское время (115—105 млн лет), происходили излияния субщелочной базальтовой магмы, в отдельных участках сопровождавшиеся трахитами. Заканчивается цикл в верхнем мелу (101—90 млн лет) формированием щелочных базальтов.

3. Кайнозойский цикл, продукты которого в основном представлены базальтоидами повышенной щелочности.

Таким образом, установлено, что район ЗГМЛ характеризуется многоэтапным и длительным магматизмом в пределах долгоживущей рифтогенной структуры, которая закладывалась на сравнительно молодой континентальной коре. Весьма важно выявление широкого развития бимодальных ассоциаций и щелочно-карбонатитовых комплексов [14], что типично для внутриконтинентальных рифтовых систем.

Длительный магматизм свойствен и другим изучавшимся регионам. В ХХЗ кроме известного неоген-четвертичного цикла щелочно-базальтоидного магматизма установлены еще два цикла рифтогенного магматизма: а) раннепермский (P_1), представленный бимодальной базальт-риолит-комендитовой серией [18, 19]; б) позднемезозойский (J), представленный щелочными базальтоидами, онгонитами, риолитами и щелочными породами.

Сходная картина выявляется и в БРЗ, в большинстве вулканических районов которой наряду с хорошо известным неоген-четвертичным щелочно-базальтоидным вулканализмом известен и позднемезозойский цикл, продуктами которого являются щелочные породы, кислые вулканиты и щелочные базальтоиды. Кроме того, выделяется и позднепалеозойский цикл с вулканоплутоническими комплексами пород повышенной щелочности [6].

Анализ геологического материала позволяет сделать следующие выводы.

1. Для рассматриваемых регионов характерно достаточно длительное развитие рифтогенных структур и соответственно длительное, многоактное проявление разновозрастного магматизма.

2. Значительное развитие наряду с базальтоидами повышенной щелочности (особенно калиевой) онгонит-трахириолитовых, трахириолит-комендитовых (щелочно-гранитных) серий и щелочно-карбонатитовых комплексов, что в целом типично для внутриконтинентальных рифтовых зон.

Рассмотрим некоторые особенности вещественного состава базальтоидов — пород, наиболее широко развитых в изучавшихся структурах. Согласно существующей классификации [7], базальтоиды региона в основном относятся к субщелочному и щелочному рядам, причем большинство составов располагается вблизи линии, разграничитывающей эти ряды. Отличительной чертой базальтоидов является их повышенная калиевость, и возрастание общей щелочно-металльности этих пород происходит главным образом за счет калия, вплоть до шошонитовых разностей.

В результате изучения редкоэлементного состава базальтоидов Восточной Сибири, Монголии и ряда других районов мира (см. таблицу) выявлено следующее.

1. Базальтоиды МНР и Восточной Сибири характеризуются повышенными содержаниями K, Sr, Ba, Nb, Zr, TR и других некогерентных элементов. Это же свойственно и внутриконтинентальным рифтогенным базальтоидам других регионов мира.

2. По ряду редкоэлементных параметров внутриконтинентальные рифтогенные базальты заметно отличаются от базальтов других геодинамических обстановок. Весьма показателен в этом отношении коэффициент $\left(\frac{K}{1000} \times \frac{Sr + Ba}{Cr + Ni + V} \right)$, значения которого обычно не превышают 10 в базальтоидах различных геодинамических обстановок, за исключением базальтов внутриконтинентальных рифтов, где он в несколько раз выше.

3. К внутриконтинентальным рифтогенным базальтоидам по относительно высокому содержанию некогерентных элементов оказываются близки иные внутриплитовые базальты, особенно щелочные базальты океанических островов. Это подчеркивает определенную специфику внутриплитового магматизма по сравнению с океаническим.

4. По многим редкоэлементным характеристикам внутриплитовые базальты океанических островов и траппов занимают в целом промежуточное положение между базальтами внутриконтинентальных рифтов и срединно-оceanических хребтов (см. таблицу; рис. 1, 2). Области перекрытия составов, прежде всего, касаются полей рифтогенных толеитов, хотя по ряду параметров (низкие Co, V, высокие Nb, Zr) последние явно специфичны. Необходимо учитывать и весьма незначительную роль толеитов среди внутриконтинентальных рифтогенных магматитов. В изучавшихся ареалах нет самостоятельных этапов толеитового магматизма, и в любых разрезах, где присутствуют эти относительно редкие породы, они тесно ассоциируются с базальтоидами повышенной щелочности.

Таким образом, выявляется определенная геохимическая специфика внутриконтинентальных рифтогенных базальтоидов, а учитывая своеобразие всей совокупности ассоциаций магматических пород и особенности их редкоэлементного состава, можно говорить о специфичности рифтогенного магматизма в целом.

Имеет свои особенности и рудоносность в связи с внутриконтинентальным рифтогенным магматизмом. До последнего времени в генетической и пространственной связи с ним были известны три основных типа рудоносных образований: щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами; редкометалльные кислые породы (онгонит-риолитовые и щелочно-гранитоидные); кимберлиты. Аналогичная рудоносность в Монголии [14, 15] и Забайкалье [6]. Однако отличительной чертой является развитие здесь калиевых щелочных комплексов с породами карбонатитовой серии, рудоносных прежде всего в отношении TR, Sr и Ba. Такие комплексы, видимо, не менее характерны для внутриконтинентальных рифтогенных структур, чем щелочно-ультраосновные. Они известны на Западе США, в Намибии, в Индии, в Афганистане. Полученные результаты заставляют обратить пристальное внимание на выявление в этих зонах новых типов редкоэлементного сырья.

Содержание щелочей (мас. %) и ряда редких элементов (г/т) в базальтоидах внутри

Элемент	Внутриконтинентальные рифтовые зоны										
	ЗГМЛ			ХХЗ		БРЗ		Вост. Африка		Толеиты плато Дариганга	
	P	K	KZ-Q	KZ-Q	J-K	KZ-Q	MZ-KZ	KZ-Q	KZ	KZ	
K ₂ O	1,10	2,11	3,14	2,34	2,38	1,81	2,12	1,65	1,40	1,18	
Na ₂ O	3,95	3,95	4,21	4,31	4,30	3,67	2,99	3,59	3,45	3,10	
Rb	—	40	48	40	38	19	140	46	28	20	
Sr	580	836	998	970	1230	867	860	770	770	310	
Ba	980	914	656	750	1340	539	940	550	1050	350	
Nb	7	26	74	40	44	42	85	64	26	58	
Ta	—	1,5	1,7	1,5	1,9	2,1	—	3,7	—	3	
Zr	484	324	390	220	355	273	330	340	208	260	
Hf	5,5	6,5	10,5	5,9	5,0	4,7	5,9	11,3	—	5	
Co	30	31	35	40	24	37	39	41	26	29	
Ni	39	86	220	170	58	150	71	86	111	103	
Cr	78	123	210	160	76	205	316	184	224	164	
V	114	173	120	120	165	170	252	213	184	191	
TR + Y	133	275	259	233	—	216	297	222	186	128	
Pb	43	45	45	40	20	4	—	—	21	6	
Zn	128	95	67	100	160	124	—	—	—	130	
K / Sr + Ba 1000 × Cr + Ni + V	62	80	79	75	170	40	70	38	41	14	

Примечание. Составлено с использованием данных [1, 3–5, 9, 10, 13, 20].

Длительное, многократное проявление магматизма, особенно базальтоидного, во внутриконтинентальных рифтогенных структурах позволяет рассмотреть временную эволюцию его вещественного состава. В Южной Монголии наиболее ранние позднепалеозойские базальтоиды бимодальных ассоциаций в среднем содержат 5,05% K₂O + Na₂O и относятся в основном к субщелочным оливиновым базальтам [5, 18]. Базальтоиды Цаганцабской свиты раннего мела представлены главным образом трахибазальтами и имеют повышенную щелочно-металльность, в среднем — 6,47% щелочей. Даунбаинские базальты в среднем менее щелочные (5,69% K₂O + Na₂O), причем среди них изредка отмечаются даже разновидности, относящиеся к нормальному ряду. Вместе с тем завершающие

цикл базальты верхнего мела, напротив, характеризуются повышенной щелочностью (6,16% K₂O + Na₂O) и обычно содержат до 6% нормативного нефелина. Максимальной щелочностью характеризуются раннекайнозойские базальты, содержащие в среднем 7,35% K₂O + Na₂O. Неоген-четвертичные базальтоиды плато Дариганга в целом существенно менее щелочные, но и здесь однозначно фиксируется увеличение щелочности вулканитов от ранних стадий к поздним [13]. Таким образом, в пределах ЗГМЛ наблюдается волнобразное изменение щелочности базальтоидов во времени, причем на завершающих оп-

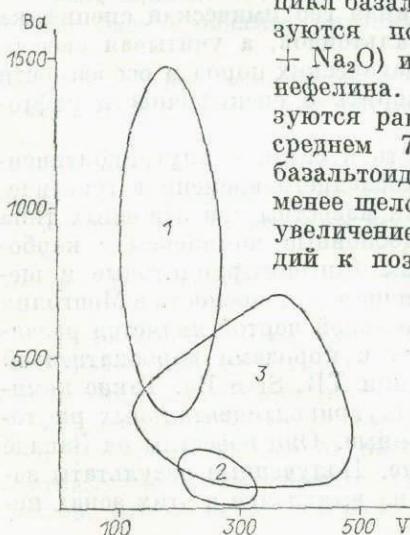


Рис. 1. Соотношение бария и ванадия в базальтоидах различных геодинамических обстановок.

Поля составов: 1 — внутриконтинентальные рифты; 2 — океанические рифты; 3 — областей внутриплатформенного магматизма (траппы, океанические острова и т. п.).

континентальных рифтовых зон и других геодинамических обстановок

Траппы Сибирской платформы	Океанические острова		Островные дуги	Океанические рифты		
	Толеиты		Срединно-океанические	Красноморский	Калифорнийский залив	
	Щелочные базальты	—				
0,75	0,37	0,92	0,76	0,47	0,13	0,47
2,22	2,29	3,05	2,65	2,61	2,01	3,80
30	7,2	22	7,5	1,5	3,1	5,0
430	288	490	270	129	87	280
260	127	306	95	22	47	162
8	—	32	—	1,3	3,5	—
100	161	238	85	95	76	135
—	4,9	—	1,8	2,8	1,6	—
40	50	41	—	41	68	47
85	92	103	27	113	117	117
160	160	150	45	302	150	228
250	455	340	263	312	231	205
91	95	172	52	62	72	—
—	—	—	—	2,2	2,6	—
—	—	—	40	87	—	—
9,4	1,8	10	6,9	0,3	0,3	3,1

ределенные циклы этапах вулканизма преобладают базальты повышенной щелочности.

Несколько иная картина в ХХЗ, где от этапа к этапу, начиная с ранней перми и кончая голоценовыми вулканами Тарятской котловины, про-

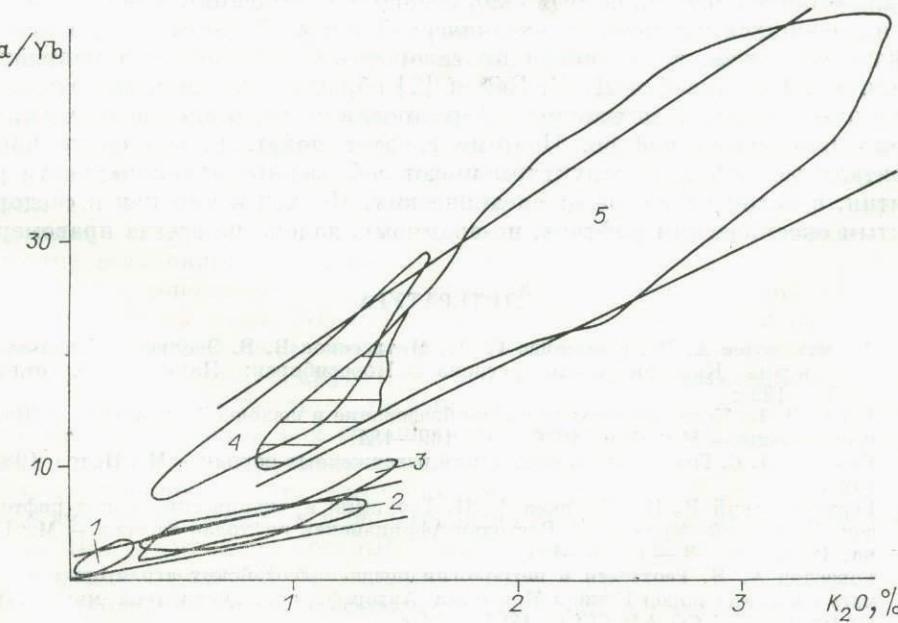


Рис. 2. Поля составов базальтоидов различных геодинамических обстановок в координатах La/Yb — K₂O%.

1 — океанические рифты; 2 — толеиты островов; 3 — траппы; 4 — щелочные базальты островов; 5 — внутриконтинентальные рифты (заштрихована область составов рифтогенных толеитов).

исходит непрерывное возрастание щелочности магматитов.

В БРЗ до последнего времени наиболее детально исследовался неоген-четвертичный этап базальтоидного вулканизма, который, исходя из продолжающейся сейсмической активности, нельзя считать завершенным. Вместе с тем для отдельных вулканических районов этой зоны характерны те же тенденции изменения щелочности во времени. Хорошо известна схема вулканизма Джидинского вулканического района, заключающаяся в последовательной смене субщелочных миоценовых «вершинных» базальтов излияниями более щелочных «долинных» и завершающаяся высокощелочными лавами Бартойских вулканов. Закономерное возрастание щелочности вулканитов зафиксировано для дифференцированных серий Удоканского лавового плато [16]. Волнобразное изменение щелочности характерно для разрезов кайнозойских базальтов Витимского плоскогорья и Тункинской впадины [11, 12].

Следовательно, в изучавшихся регионах не устанавливаются тенденции к непрерывному понижению щелочности магматитов во времени. Аналогичная картина выявляется для Восточно-Африканской рифтовой системы [4, 10], а также для других областей внутриплитового магматизма — в траппах Декана, Параны, Восточной Сибири, Китайской платформы; на океанических островах (например, Гавайи, о-ва Зеленого Мыса) [20]. Видимо, повышение щелочности магматитов во времени или циклическая смена магматических продуктов разной щелочности на фоне общего ее нарастания является характерной чертой внутриплитового магматизма.

Наряду с повышением общей щелочности, особенно калиевой, происходит обогащение магматитов стронцием, барием, ниобием, редкими землями и другими некогерентными элементами. Все это позволяет заключить, что во времени не происходит «вырождения» мантии. Можно говорить лишь о некоторой цикличности мантийного магмогенеза.

Таким образом, геохимическое изучение эволюции внутриконтинентального рифтогенного магматизма не позволяет отождествлять ее с эволюцией океанических рифтов, в том числе типа Красноморского или Калифорнийского. Вряд ли можно говорить о тенденции к формированию в изучавшихся структурах океанической коры. Развитие их не идет по указанной схеме и во многом противоречит модели подъема мантийного диапира. Не случайно Д. К. Бейли [2] обращал внимание на фундаментальные различия механизмов формирования срединно-оceanических и континентальных рифтов. Поэтому следует полагать, что внутриконтинентальные рифтовые структуры имеют собственные закономерности развития, в целом отличные от океанических. Подход к ним как к «недоразвитым океаническим рифтам», по-видимому, далеко не всегда правомерен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А. И., Каплинцев Г. Л., Матвеенков В. В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 192 с.
2. Бейли Д. К. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм // Щелочные породы.— М.: Мир, 1976.— С. 169—184.
3. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород.— М.: Недра, 1981.— 196 с.
4. Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система.— М.: Наука, 1974.— Т. 3.— С. 5—194.
5. Горггляд А. В. Геохимия и петрология позднепалеозойских агпантовых кислых магматических пород Южной Монголии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1985.— 24 с.
6. Заинилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Андреев Г. В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция.— М.: Наука, 1985.— 232 с.
7. Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.— 160 с.

8. Коваленко В. И., Зайцев Н. С., Ярмолюк В. В. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндогенные рудные формации Монголии.— М.: Наука, 1984.— С. 7—41.
9. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 200 с.
10. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки.— М.: Наука, 1977.— 183 с.
11. Рассказов С. В. Базальтоиды Удокана.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 142 с.
12. Рассказов С. В., Батырмурзаев А. С. Кайнозойские базальты Витимского плоскогорья и определение их возраста // Геология и геофизика.— 1985.— № 5.— С. 20—27.
13. Салтыковский А. Я., Генштафт Ю. С. Геодинамика кайнозойского вулканизма Юго-Востока Монголии.— М.: Наука, 1985.— 136 с.
14. Самойлов В. С., Коваленко В. И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии.— М.: Наука, 1983.— 170 с.
15. Самойлов В. С., Иванов В. Г., Коваленко В. И. Редкоземельно-апатитовые и редкоземельно-свинцовые руды комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Эндогенные рудные формации Монголии.— М.: Наука, 1984.— С. 180—199.
16. Ступак Ф. М. Удоканская лавовая плато: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук.— Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1985.— 24 с.
17. Тектоника МНР.— М.: Наука, 1974.— 284 с.
18. Ярмолюк В. В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии.— М.: Наука, 1983.— 198 с.
19. Яшина Р. М., Матренинский А. Т. Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности // Геология и магматизм Монголии.— М.: Наука, 1979.— С. 96—113.
20. Basaltic Volcanism of the Terrestrial Planets.— N. Y.: Pergamon Press, 1981.— 432 p.

M. I. Кузьмин

ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ГЕОХИМИЯ

В 60-е гг. в связи с успехами в изучении строения дна Мирового океана, занимающего большую часть поверхности Земли, а также в исследовании особенностей глубинных процессов, свойственных современным активным зонам нашей планеты, была выдвинута гипотеза тектоники литосферных плит [29, 24, 39, 40, 35, 32]. Эта гипотеза очень быстро овладела умами большинства геологов. Вначале она применялась для осмысливания современной геодинамики Земли, но очень скоро концепция тектоники литосферных плит стала использоваться для расшифровки геологической истории нашей планеты. В настоящее время тектоника литосферных плит — ведущая геологическая теория, оказывающая влияние на развитие всех направлений наук о Земле.

Важным дополнением теории тектоники литосферных плит является гипотеза горячих точек [41, 37], или горячих полей, мантии Земли [8], которая, с одной стороны, позволяет объяснить внутриплитовую магматическую активность, с другой — связать воедино взаимодействие всех оболочек Земли. Кроме того, эта гипотеза позволяет использовать следы движения континентов над горячими точками для абсолютных реконструкций древних фанерозойских океанов [9].

С появлением теории тектоники литосферных плит происходит широкое внедрение геохимии в общегеологические и геофизические исследования. Наблюдается и обратный процесс, когда невозможно построение геохимических моделей без использования широкого спектра тектонических, геологических и геофизических данных, а сами модели должны быть согласованы с теорией тектоники литосферных плит. В настоящем сообщении хотелось бы очертить круг тех вопросов, которые геохимия может решать и решает в процессе дальнейшего развития и становления общегеологической концепции.

Характерной особенностью теории тектоники литосферных плит является то, что она вооружает исследователей актуалистическим методом в познании сути тектонических процессов, устанавливает связи «поверхностных», проходящих в земной коре геологических и петрологических процессов с процессами, протекающими в нижних оболочках Земли. Не случайно, что в связи с успехами новой общегеологической концепции пристальное внимание стали уделять современным активным зонам Земли, так как именно здесь сконцентрированы проявления процессов сейсмичности и вулканизма, преобразующих лик нашей планеты.

Магматические породы, формирующиеся в различных типах границ литосферных плит или в различных геодинамических обстановках, имеют существенные отличия [7, 28, 11]. В океанических рифтовых зонах формируются, например, примитивные толеитовые базальты, а в островных дугах — преимущественно андезитовые серии вулканитов. Однако петрохимически близкие серии магматических пород могут формироваться в разных геодинамических обстановках. Например, толеитовые базальты образуются в океанических рифтовых зонах, во фронтальных частях островных дуг в связи с проявлениями внутриплитового магматизма: на океанических островах или на континенте, в частности, в виде мощных накоплений траппового магматизма. Петрохимически эти толеитовые базальты близки между собой, но существенно отличаются друг от друга геохимически [1].

Примитивные толеитовые базальты срединно-оceanических хребтов (базальты COX), первые геохимические данные по которым были получены А. Энгель с коллегами [30], характеризуются очень низкими содержаниями всех лиофильных элементов, что подтверждено многочисленными исследованиями [5, 27, 17, II, I]. Толеитовые базальты фронтальных частей островных дуг, как и все породы островодужных обстановок, характеризуются крайне низкими содержаниями элементов группы железа (Cr, Ni, Co, V), пониженными концентрациями титана, а также очень низкими содержаниями (более низкими даже, чем в базальтах COX) лиофильных элементов с крупными ионными радиусами, в первую очередь, редких земель, ниобия, tantalа и т. п., в то время как концентрации в них рубидия, бария и стронция выше, чем в базальтах COX [23, 33, 18]. Базальты, связанные с внутриплитовым магматизмом, характеризуются повышенными содержаниями всех лиофильных элементов, особенно элементов с крупными ионными радиусами, в то время как концентрации элементов группы железа в них на уровне базальтов COX [26, 2, 8].

Такие различия в геохимии магматических пород различных геодинамических обстановок связаны, очевидно, с тем, что в магмообразовании участвуют три источника вещества — литосфера, в составе которой большое значение для магмообразования имеют породы земной коры, астеносфера и более глубинные, подастеносферные горизонты мантии [11]. Заметим, что породы земной коры, в том числе разнообразные осадки, не только ассимилируются поднимающимися глубинными магмами, но и сами служат источником магм, так как в зонах поддвига осадки часто погружаются в глубь Земли и попадают в условия высоких температур и давлений, при которых из них могут выплавляться магматические расплавы [31]. При обдукции океанической коры на континентальную, что легко происходит в случае падения зоны Беньоффа от континента, как это имеет место, например, в Ново-Гибрисской островной дуге (к востоку от Австралии) или при столкновении континентальных масс, как в Гималаях, континентальная кора может погружаться на небольшие глубины [7]. Вещество континентальной коры в этих случаях, попадая в условия повышенных температур, начинает частично плавиться и всплывать в виде граниотгнейсовых куполов.

Исследование магматизма современных активных зон должно проводиться в различных направлениях. Во-первых, необходимо дальнейшее уточнение геохимической индивидуальности вулканитов, формирующихся в каждой геодинамической обстановке. Пока имеются только первые ограниченные данные [11], которые требуют статистической проверки. Кроме того, по некоторым типам магматических пород данных явно недостаточно. Особо следует активизировать исследование магматических пород дна окраинных морей. Надежные данные есть только по базальтам Филиппинского моря, по его глубоководным впадинам, в которых происходит формирование новой коры в результате задугового спрединга. Как геофизические данные [25], так и непосредственное изучение базальтов, поднятых с помощью бурения со дна новообразованных впадин Филиппинского моря [36], свидетельствуют о том, что породы, формирующиеся в процессе задугового спрединга, идентичны базальтам СОХ. Очевидно, в первую очередь необходимо изучение магматизма других окраинных морей, так как известно, что эти структуры могут иметь различный генезис. Без данных по породам окраинных морей трудно решать вопросы природы многих офиолитовых комплексов, поскольку в ряде случаев палеогеодинамические реконструкции указывают, что среди офиолитов встречаются остатки коры окраинных морей [13].

Важное значение имеет проблема марианит-бонинитовых серий пород, которые в 17-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» были подняты с островного склона Марианского желоба [6]. Эти породы характеризуются высокими содержаниями магния, а соответственно и элементов группы железа (Ст, Ni), кроме того, они содержат повышенные концентрации кремнезема. В последнее время марианит-бониниты обнаружены во многих офиолитовых комплексах континентов [19]. Однако точное положение их в зонах поддвига до сих пор не установлено, что затрудняет создание модели генезиса данного типа пород.

Вторым важным направлением в геохимии магматических пород современных активных зон Земли является установление корреляционных связей геохимических особенностей магматических пород, формирующихся на границах плит, с параметрами движения плит, в первую очередь со скоростями спрединга и субдукции. Как уже отмечалось, базальты СОХ имеют очень постоянный состав и резко отличаются от базальтов, формирующихся в других геодинамических обстановках. Однако удалось установить, что базальты высоко- и низкоспрединговых хребтов различаются по содержаниям титана [15]. В высокоспрединговых хребтах содержания окиси титана приблизительно в полтора раза выше, что связывается В. В. Матвеенковым [15] с более высокотемпературными условиями формирования в них первичных магм. Это заключение, основанное на небольшом количестве материала, требует проверки и независимого подтверждения с помощью других геохимических особенностей базальтов СОХ, формирующихся в хребтах с различной скоростью спрединга, редкие элементы могут быть в этом отношении наиболее информативными.

Знание особенностей состава пород в зависимости от скорости спрединга позволяет восстанавливать в прошлом океанические бассейны с различными типами срединно-оceanических хребтов, что имеет важное практическое значение, так как именно высокоспрединговые океанические рифты характеризуются сульфидными залежами, формирующими на уровне осадочного чехла, перекрывающего базальтовое ложе океанов. Кроме того, знание скорости раскрытия палеобассейнов позволит более обоснованно восстанавливать размеры прежних океанов. Удачным примером является реконструкция девонского палеобассейна по офиолитам р. Шулдак на Южном Урале [10].

Состав магматических образований в зонах поддвига также, очевидно, зависит от скорости субдукции. На это указывают слабые корреляционные зависимости между скоростью субдукции и содержаниями в вул-

канитах островных дуг ряда петрогенных элементов [20]. Однако зависимости содержаний редких элементов от скорости поддвига в этих объектах пока не изучены. Это, несомненно, задача ближайшего времени.

Наиболее перспективно использование геохимических данных по распределению редких элементов в магматических породах для палеогеодинамических реконструкций — метода, позволяющего наиболее полно использовать положения тектоники литосферных плит для восстановления геологической истории как отдельных регионов, так и Земли в целом. Офиолитовые швы, являющиеся обязательной принадлежностью почти любого складчатого пояса, позволяют наметить прежние границы литосферных плит. Палеомагнитные измерения, данные по кинематике движения плит для мезо-кайнозоя, а также палеомагнитные данные, дополненные трассерами внутриплитового магматизма, образовавшимися при движении континентов над горячими точками, дают возможность восстановить движение континентов и абсолютные размеры палеоокеанов в фанерозое [9]. Однако если границы плит и размеры древних океанов можно восстановить почти без привлечения геохимических данных, то для реконструкции типов древних границ плит необходимо привлечение комплексных геолого-петрологических и особенно геохимических данных. Это становится понятным, если учесть, что основная масса коры древних океанов уничтожена в зонах субдукции, а геологические комплексы, сформированные на прежних границах плит, тектонически скучены и в значительной степени изменили свое первичное лицо при закрытии океанических пространств, столкновении континентов и образовании складчатых поясов.

Анализ магматизма фанерозойских подвижных поясов [7, 11] показал, что магматические породы, сформированные в однотипных геодинамических обстановках в различные эпохи фанерозоя, геохимически идентичны. Это обуславливает возможность использования магматических пород определенных геохимических свойств для реконструкции в фанерозойских подвижных поясах активных зон, аналогичных современным, т. е. применения метода актуализма для познания истории развития подвижных поясов Земли. Для этих целей удобно использовать геохимические типы магматических пород, принципы выделения которых разработаны в Институте геохимии СО АН СССР под руководством Л. В. Таусона и подробно изложены в его монографии [21].

Чтобы не потерять пространственную автономность геохимического типа, полезно паряду с геохимическим типом использовать понятие об интрузивном ряде или вулканической серией. Под вулканической серией или интрузивным рядом понимается строго определенный набор близких геохимических типов магматических пород, обладающих единой эволюцией химических элементов, что обусловлено их формированием в одинаковых геодинамических обстановках. Среди вулканических серий целесообразно выделять простые, формирующиеся из единой магмы (например известково-щелочные, толеитовые и т. п.), а также сложные. Примером последних могут быть, например, контрастные вулканические серии, объединяющие базальты и липариты, которые проявляются в единичных структурах. Отдельные члены серий могут образоваться из магм различного состава, но первичные магмы формируются под воздействием единых глубинных процессов.

Использование геохимических типов магматических пород для геодинамических реконструкций всесторонне рассматривается в ряде наших публикаций [1, 7, 16, 11]. В этих работах, а также в монографии Л. В. Таусона [21] приводятся характеристики различных типов вулканитов и гранитоидов.

Магматические породы складчатых поясов, как уже отмечалось, в значительной степени изменены последующими процессами. Для идентификации пород и сравнения их с современными аналогами необходимо из-

менения снять, чтобы определить первичный состав пород. Это можно пояснить на примере офиолитовых комплексов. Еще в срединно-океанических хребтах породы океанической коры интенсивно изменяются под влиянием взаимодействия с горячей морской водой. Открытие гидротермальных систем в срединно-океанических хребтах показало, что здесь постоянно происходит циркуляция морской воды, которая нагревается при этом до 400°C и активно взаимодействует с породами океанического дна, выщелачивая из них рудные компоненты. За 8 млн лет через такую гидротермальную систему, охватывающую океанические рифты Земли, проходит весь объем воды Мирового океана, а морская вода проникает в глубь океанической коры на 5 км [3]. Глубокое проникновение морской воды в океаническую кору подтверждается характером распределения изотопов стронция в офиолитах [34].

Дальнейшее изменение пород океанической коры происходит тогда, когда она попадает в зоны субдукции или обдуцируется на континентальные окраины. Это можно видеть на примере лав и даек мугоджарского комплекса р. Шулдак на Южном Урале. Здесь обнажен типичный разрез океанической коры, причем в лавовой толще прекрасно сохранились вулканические трубы, а вулканические постройки полностью сопоставимы с теми, которые наблюдаются в современных рифтовых долинах океана [10]. Однако химический состав пород подвержен большим колебаниям, что не характерно для базальтов СОХ. В выборке из 85 проб, макроскопически слабо измененных, колебания содержаний кремнезема составили $42,7\text{--}71,2\%$, $\text{CaO} = 1,3\text{--}13,5$, $\text{MgO} = 0,5\text{--}10,7$, $\text{Na}_2\text{O} = 1,2\text{--}7,0\%$.

Существенно изменены содержания и других петрогенных и редких элементов. Петрографическими и геохимическими исследованиями установлено, что ведущим процессом изменения пород является альбитизация [12]. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{SiO}_2) - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ большинство составов пород р. Шулдак располагается вдоль тренда альбитизации базальтового стекла. Только небольшое количество исследуемых пород характеризуется постоянством альбитовой составляющей и располагается вблизи поля низкокалиевых толеитовых базальтов современных спрединговых зон. Средние содержания петрогенных и редких элементов по этой выборке пород р. Шулдак идентичны базальтам СОХ [12].

Таким образом, геохимические исследования должны быть направлены, с одной стороны, на обнаружение наименее измененных последующими процессами пород, по которым можно судить о первичном составе магматических пород, с другой — на выявление группы элементов, которые наименее изменчивы в процессах метаморфизма, чтобы по ним судить о первичном составе магматитов.

Для успешного применения теории тектоники литосферных плит к расшифровке геологической истории нашей планеты необходимо установление возрастных рамок, внутри которых можно применять эту теорию в том же объеме, как и при расшифровке современной геологической активности Земли. Геохимия в этом вопросе может сказать решающее слово. Эта проблема непосредственно связана с проблемой гетерогенности мантии, которая устанавливается, в первую очередь, по различию в изотопном составе стронция, свинца, ниодима и других элементов в типично мантийных породах — базальтах СОХ и базальтах океанических островов. Наиболее наглядно этот вопрос рассмотрен в работе Яна Бор-Минга и Л. Э. Найкуиста [4], диаграммой которых мы и воспользуемся (см. рисунок).

Учитывая возраст Земли — 4,6 млрд лет, а также содержания рубидия, стронция и значения стронциевого отношения в метеоритах и в древнейших породах Земли и Луны, можно оценить первичное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и отношение Rb/Sr в мантии Земли, которые были соответственно равны 0,699 и 0,029. Эволюция этого первичного источника оп-

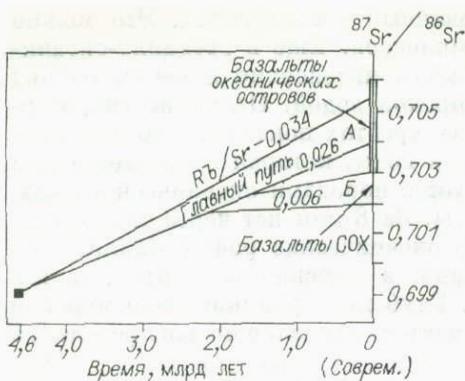


Диаграмма эволюции изотопов стронция в различных мантийных резервуарах [по: 4].
Квадрат — состав первичной мантии Земли; А — неистощенная мантия, Б — истощенная.

ределяет «главный путь» развития неистощенного мантийного резервуара (А). Следует заметить, что на этот «главный путь» попадает большинство значений стронциевых отношений древнейших (более 2,7 млрд лет) пород Земли [4].

Эволюция первичной мантии Земли приводит к отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в настоящее время примерно

равному 0,7045, и отношению $\text{Rb/Sr} = 0,04—0,045$. Именно такие значения свойственны базальтам океанических островов, т. е. базальтам, формирующимся, как считают некоторые исследователи, из неистощенной мантии Земли. В базальтах COX величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0,702—0,703, $\text{Rb/Sr} = 0,008—0,012$. Учитывая, что при частичном плавлении мантийного вещества отношение Rb/Sr может увеличиться (при 20%-й выплавке) в 1,0—1,4 раза, нетрудно рассчитать это отношение, равное 0,006—0,008, в мантийном источнике, производящем базальты COX, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этом источнике в среднем должно отвечать величине 0,7025. Этот источник получил название истощенной мантии (см. рисунок, Б).

Учитывая, что в срединно-оceanических хребтах непосредственно к поверхности океанического дна подходит астеносферный слой Земли, можно с уверенностью считать, что именно астеносфера представляет собой истощенную мантию. Зная отношения изотопов стронция в истощенной мантии, можно определить время отделения ее от первичной, неистощенной мантии. Это примерно 2,0—1,7 млрд лет назад (см. рисунок).

Интересно, что близкие оценки получены при анализе гетерогенности мантии по изотопам свинца и ниодима [22, 38]. Очевидно, что данное время показывает время отделения и формирования астеносферного слоя Земли. Оно, возможно, сопровождалось потерей верхней мантией литофильных элементов, что определило, в частности, широкое развитие в этот интервал времени практически на всех платформах гранитов рапакиви, а также интенсивное проявление процессов гранитизации [14]. Рубеж 1800—1700 млн лет отмечает прекращение формирования пород коматитового ряда, а по краям крупных континентальных глыб — Восточно-Европейской и Сибирской — в это время образуются первые типичные окраинно-континентальные пояса — соответственно Готский и Акитканский, указывающие на проявление процессов субдукции. Таким образом, с помощью геохимических данных наряду с геологическими и петрологическими можно решить вопрос о возрастном рубеже, до которого возможно применение теории тектоники литосферных плит в ее полном объеме.

Таковы, на наш взгляд, основные приложения геохимических исследований для создания и развития общегеологической концепции. Конечно, вопрос о гетерогенности мантии требует дальнейшего тщательного исследования. Он непосредственно связан с проблемой горячих точек, в решении которой геохимические исследования, несомненно, должны играть ведущую роль.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А. И. Геохимия толеитового вулканизма спрединговых зон и платформ: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР.— 49 с.
2. Андерсон Д. Л. Горячие точки, базальты и эволюция мантии // Современные проблемы геодинамики.— М.: Мир, 1984.— С. 197—217.
3. Баллард Р. Д., Крейг Х., Эдмонд Дж. Процессы образования коры в срединно-океанических хребтах // Современные проблемы геодинамики.— М.: Мир, 1984.— С. 55—83.
4. Бор-Минг Ян, Найкуист Л. Э. Эволюция коры в системе ранняя Земля — Луна. Ограничения, вытекающие из Rb/Sr исследований // Ранняя история Земли.— М.: Мир, 1980.— С. 63—86.
5. Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— М.: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1973.— 45 с.
6. Добрецов Н. Л., Шараськин А. Я., Лаврентьев Ю. Г. и др. Вулканические породы серии марянит — бонитит // Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.— С. 149—179.
7. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника,магматизм и металлогенез.— М.: Недра, 1976.— 231 с.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника.— 1983.— № 1.— С. 28—42.
9. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В., Городницкий А. М. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций // Палеоокеанология: Докл. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 3.— С. 35—45.
10. Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Казьмин В. Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана.— М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984.— С. 5—56.
11. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 185 с.
12. Кузьмин М. И., Альмухамедов А. И. Химический и редкоэлементный состав базальтоидов реки Шулдан ('Южные Мугоджары') // История развития Уральского палеоокеана.— М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984.— С. 126—139.
13. Кузьмин М. И., Альмухамедов А. И., Антипин В. С. Геохимия палеозойских офилитов и их первичная природа // Геология и геофизика.— 1986.— № 1.— С. 81—88.
14. Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 199 с.
15. Матвеенков В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника.— 1983.— № 4.— С. 289—379.
16. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии.— М.: Наука, 1975.— 307 с.
17. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов.— М.: Наука, 1985.— 230 с.
18. Пополитов Э. И., Волынец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 182 с.
19. Рифейско-нижнепалеозойские офилиты Северной Евразии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 201 с.
20. Современные идеи теоретической геологии.— Л.: Недра, 1984.— 280 с.
21. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 279 с.
22. Тацумото М., Апру Д. М., Штиль Р.. Фуджимаки Х. Изотопы Pb, Sr и Nd в базальтах океанических островов // Геохимия и космохимия: Докл. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 11.— С. 194—200.
23. Тейлор С. Геохимия андезитов // Распространенность элементов в земной коре.— М.: Мир, 1972.— С. 16—39.
24. Хесс Г. История океанических бассейнов // Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974.— С. 9—26.
25. Amhos E. J., Hussong D. M. Crustal structure of the Marian trough // J. Geoph. Res.— 1982.— Vol. 87, N 135.— P. 4003—4018.
26. Anderson D. L. Chemical plumes in the mantle // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1975.— Vol. 86.— P. 1593—1600.
27. Basaltic Volcanism of the Terrestrial Planets.— N. Y.: Pergamon Press, 1981.— P. 1286.
28. Condie G. Plate tectonics and crustal evolution.— N. Y.: Pergamon Press. 1976.— P. 288.
29. Dietz R. S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor // Nature.— 1961.— Vol. 190, N 4779.— P. 854—857.

30. Engel A. E., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of ocean basalts and the upper mantle // Geol. Soc. Amer. Bull.—1965.—Vol. 76, N 7.—P. 719—734.
31. Fyfe W. S. Subduction and the geochemical cycle // Tectonophysics.—1983.—Vol. 99, N 24.—P. 271—277.
32. Isaacs B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics // J. Geophys. Res.—1968.—Vol. 73, N 18.—P. 5855—5899.
33. Jakes P., White A. J. Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas // Geol. Soc. Amer. Bull.—1972.—Vol. 83, N 1.—P. 29—40.
34. Kay P. W., Senechal R. G. The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex // J. Geophys. Res.—1976.—Vol. 87.—P. 964—970.
35. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift // J. Geophys. Res.—1968.—Vol. 73, N 12.—P. 3661—3697.
36. Matthey D. P., Marsh N. G., Tarney J. The geochemistry, mineralogy and petrology of basalts from the west Philippine and Parace Vela Basins and from the Palau-Kyushu and West Mariana ridges, deep sea drilling project Leg-59 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.—Washington, 1980.—Vol. 59.—P. 753—797.
37. Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.—1972.—Vol. 56, N 2.—P. 203—213.
38. O'Nions R. K., Hamilton P. J., Evensen N. M. The chemical evolution of the Earth's mantle // Sci. Amer.—1980.—Vol. 242, N 5.—P. 90—101.
39. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges // Nature.—1963.—Vol. 199, N 4897.—P. 947—949.
40. Wilson J. T. Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies // Science.—1965.—Vol. 150, N 3695.—P. 343—347.
41. Wilson J. T. Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth // Phil. Trans. Roy. Soc. L. Ser. A.—1965.—Vol. 258.—P. 147—167.

B. C. Антипин

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШОШОНИТ-ЛАТИТОВЫХ СЕРИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Важность сравнительного изучения шошонит-латитового магматизма фанерозойских и современных вулканических поясов определяется проблемой источника калия и других некогерентных элементов в верхних горизонтах мантии, а также высокой рудной продуктивностью этих субщелочных вулканоплутонических пород, входящих, по мнению Л. В. Таусона [14, 15], с ассоциирующими с ними рудными образованиями в состав единых рудно-магматических систем.

Становление шошонит-латитовых серий происходило в пределах внутриокеанических (Фиджи) и расположенных вблизи континентов (Камчатка, Липарские острова) островных дуг, активных континентальных окраин (Запад США, Андийский вулканический пояс) и внутриконтинентальных зон (Монголо-Охотский пояс). Анализ петролого-геохимических особенностей исследуемых магматических пород дает возможность оценить их роль как индикаторов различных геодинамических обстановок.

Геологическим и вещественным особенностям исследуемых серий («шошонитовых ассоциаций») различных регионов посвящены многочисленные публикации [1, 2, 4, 13, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22]. В результате исследований определились индивидуальные петрографические и минералого-геохимические черты шошонитов и латитов, отличающие их от основных и средних пород толеитовой (пижонитовой) и известково-щелочной (гиперстеновой) серий. Характерным пироксеном вулканитов шошонит-латитовой серии является авгит. От пород щелочных серий их отличает обычное отсутствие нормативных и модальных лейцитита или нефелина, существенно более низкие коэффициенты агпантности и содержания титана.

Наиболее характерные геолого-геохимические особенности шошонит-латитового магматизма в различных геодинамических обстановках

приведены в таблице. Прежде всего, подчеркнем, что они входят в состав вулканических поясов в пределах «развитых» или «зрелых» островных дуг [16] и активных континентальных окраин, т. е. в областях перехода от океана к континенту с достаточно мощной корой континентального типа, где происходили сложные эволюционно-магматические процессы. Исследованиями Л. В. Таусона с коллегами [15] показана значительная роль шошонитов и латитов, а также их интрузивных монцонит-сиенитовых аналогов в составе магматических ареалов внутриконтинентальных подвижных зон. Мощность континентальной коры в регионах развития субщелочного калиевого магматизма варьирует весьма широко — от менее 20 км на Липарских островах до 55—60 км в Андийском вулканическом поясе (см. таблицу). Отмечаемая многими исследователями [17—19] смена во времени известково-щелочных магм шошонит-латитовыми и латеральная зональность пространственного размещения вулканитов в островодужных условиях соответствуют более сложным взаимоотношениям этих серий пород в континентальных областях, где они представлены магматическими породами различных фаций глубинности.

Преобладающим типом пород шошонит-латитовой серии в островодужной обстановке являются обычно шошониты при несколько подчиненном значении латитов и более основных членов — абсарокитов с вкраплениками пироксенов и магнезиального оливина. В континентальных же провинциях латиты по своей распространенности не уступают шошонитам, а часто преобладают при резко подчиненном значении или отсутствии абсарокитов (за исключением горного массива Абсарока, США). В условиях островных дуг магматическая дифференциация расплавов исследуемой серии обычно завершается формированием трахитов или трахидацитов, тогда как в окраинно-континентальных и внутриконтинентальных областях с ними часто ассоциируют субщелочные риолиты или трахириолиты и весьма характерно развитие вулканоплутонических комплексов пород.

Вариации составов эфузивных рядов пород серии в различных геодинамических обстановках показаны на диаграмме $K_2O - SiO_2$ (рис. 1). Наблюдается естественное перекрытие полей составов пород для различных регионов. В каждом из них устанавливаются близкие по возрасту породы как шошонит-латитовой, так и высококалиевоизвестково-щелочной серий, за исключением эоцен-олигоценового вулканизма Родоп, где последняя не проявлена.

Для Забайкалья в целом известны широкие вариации составов позднемезозойских эфузивных пород, которые также охватывают поля шошонит-латитовой и высококалиевой известково-щелочной серий (см. рис. 1). Однако следует подчеркнуть индивидуальные вещественные особенности магматизма отдельных вулканоструктур или тектонических зон. Например, в Шадоронском прогибе установлены ранние известково-щелочные базальтоидные члены и преобладающие поздние образования латит-трахидацитового состава. В Ингодинской и Александров заводской депрессионных структурах развиты только породы шошонит-латитовой серии с преобладанием ее основных и средних членов. В Даурских и Приаргунских грабенах и кольцевых структурах состав эфузивов широко варьирует по кремнекислотности, охватывая области как субщелочной, так и высококалиевой известково-щелочной серий.

Таким образом, существуют определенные геологические и вещественные отличия субщелочных магматических пород, проявленных в условиях островных дуг и континентальных провинций. Подчеркнем также, что в островодужной обстановке шошонит-латитовый вулканизм тяготеет к тыловым зонам этих структур (горы Хаген и Гилуве на Новой Гвинее, Короимавуа и Мба на Фиджи, Срединный хребет и Западный пояс Камчатки) и отсутствует в вулканических поясах фронтальных

Геолого-геохимические особенности шошонит-латитовых серий, формирующихся в различных геодинамических обстановках

Регион, геологическое положение	Мощность земной коры, км	Возраст серий	Дифференцированные ряды пород	Ассоциация минералов-вкраепленников	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Среднее для шошонитов-латитов, г/т
<i>Островные дуги</i>						
О-ва Фиджи, тыловая зона островной дуги	25—30	Ple — Hol	Абсарокит — шошонит — трахит	Ол(Fo ₈₀₋₇₅) + Пл ₄₅₋₇₆ + Авг (Гип + Рог + Би)	0,7037—0,7045 [17]	Rb — 52, Ba — 623, Sr — 1090, Zr — 51, Ni — 25, Co — 30, Cr — 35, V — 282
Срединный хребет Камчатки (вулкан Уксичак)	28—30	Pli — Q	Шошонит — латит — трахит — трахидацит	Ол(Fo ₈₃₋₇₂) + Пл ₃₈₋₈₀ + Авг (ОрПир + Рог + Мт)	0,7032—0,7034 [4]	Rb — 52, Ba — 910, Sr — 620, Ni — 19, Co — 18, Cr — 22, V — 202, Nb — 4,8, Zr — 180
<i>Активные континентальные окраины</i>						
Провинция Бассейнов и Хребтов, США. Горный массив Сан Хуан (вулкан Семмер-Кун)	40—50	Oli	Трахандезит — латит — риодацид — риолит	ПЛ ₃₅₋₆₀ + Авг + Би + Рог (Ол + ОрПир)	0,7053—0,7056 [22]	Rb — 56, Ba — 1290, Sr — 880, Ni — 55
Андийский вулканический пояс. Грабены и вулканические постройки (Куско, Пуно, Потоси)	30—55	Pli — Q	Шошонит — латит — кварцевый латит	Ол(Fo ₇₃₋₅₅) + Пл ₃₂₋₆₅ + Авг ОрПир(Рог + Би)	0,7049—0,7082 [20]	Rb — 55, Sr — 870, Ba — 1425, Ni — 55, Co — 36, Cr — 130
<i>Внутриконтинентальные подвижные зоны</i>						
Монголо-Охотский пояс. Грабены и вулканокупольные структуры Забайкалья	40—45	J ₂ — Pg	Шошонит — латит — трахит — трахидацит — трахириолит	Ол + Пл ₃₅₋₅₅ + Авг + Рог (Гип + Би + Мт + Ап)	0,7051—0,7063 [15]	Rb — 77, Sr — 945, Ba — 1420, Zr — 356, Nb — 12,8, Ni — 58, Co — 26, Cr — 152, V — 133

Примечание. Ол — оливин (Fo — форстеритовый минерал), Пл — плагиоклаз, Авг — авгит, Гип — гиперстен, Рог — роговая обманка, Би — биотит, ОрПир — ортопироксен, Мт — магнетит, Ап — апатит.

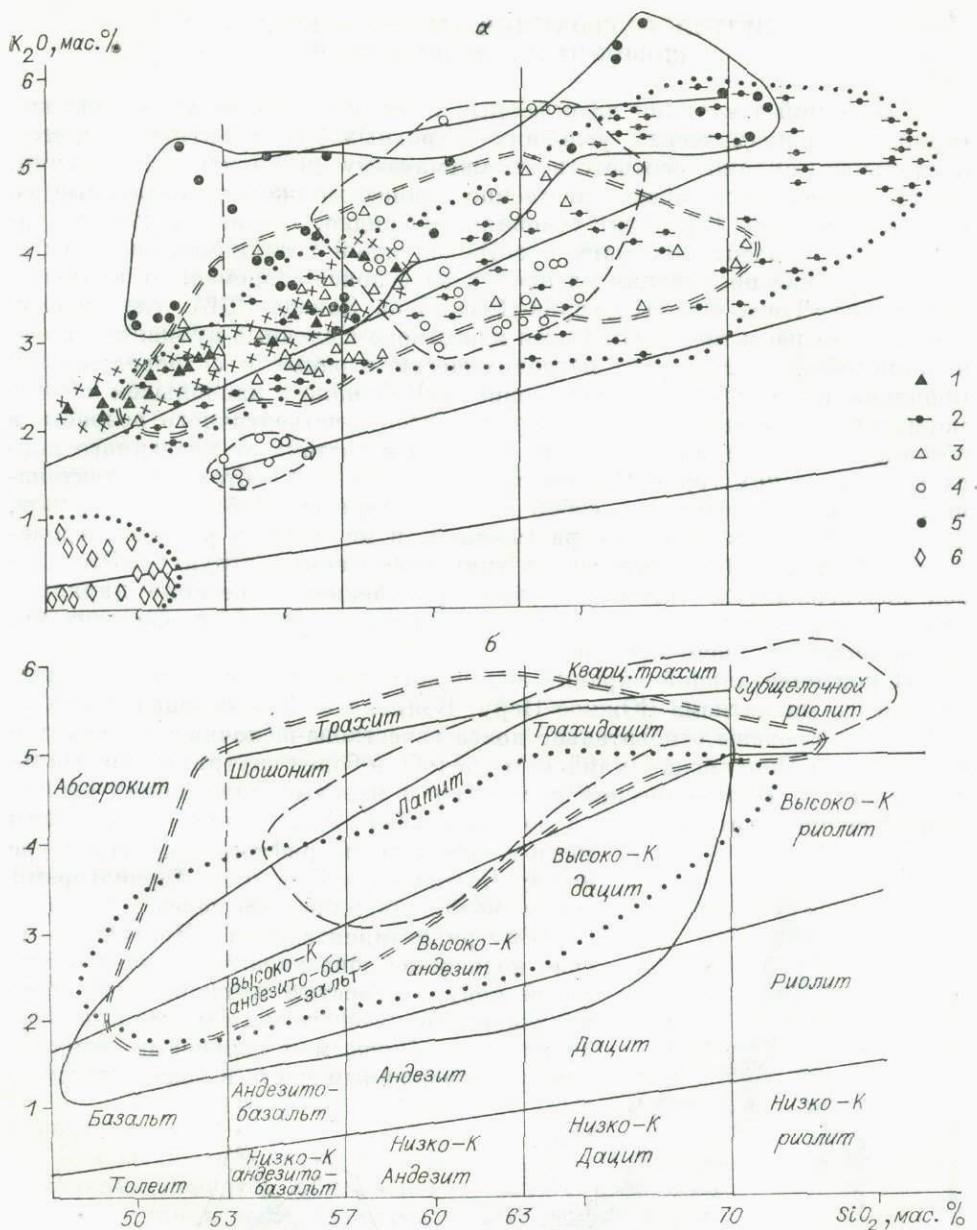


Рис. 1. Соотношение K_2O и SiO_2 в эфузивных породах известково-щелочной и шошонит-латитовой серий Забайкалья (а), некоторых островных дуг и активных континентальных окраин (б).

а: 1 — Читино-Ингодинская впадина; 2 — Долгокычинская кольцевая структура и структуры Приаргунья; 3 — Даурская структурно-формационная зона; 4 — Шадоронский прогиб; 5 — Александроваводская вулканотектоническая структура; 6 — Ингодино-Шилкинский прогиб. б: выделены области составов вулканитов островных дуг Камчатки, Папуа, Новой Гвинеи и Фиджи (сплошной линией), островов Вулькано и Стромболи (двойной штриховкой), континентальных окраин Родопского массива (штриховой) и Запада США (пунктирной линией).

частей островных дуг. В областях активных континентальных окраин и внутриконтинентальных зон продукты шошонит-латитового магматизма входят в состав обширных ареалов и происходит часто их синхронное с известково-щелочным магматизмом формирование и развитие в течение длительных геологических эпох.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШОШОННIT-ЛАТИТОВЫХ СЕРИЙ

С позиций тектоники литосферных плит образование магматических серий в геодинамических условиях островных дуг и активных континентальных окраин соответствует магматизму деструктивных границ, когда проявляются преимущественно процессы сжатия, связанные со сближением плит [3]. Этим условиям, очевидно, соответствуют генерация шошонит-латитовых магм в островодужной геодинамической обстановке и редкие проявления их продуктов в поясе современных вулканов (Каскадные Горы и горы Сьерра-Невада) на Западе США, где преимущественным развитием пользуются известково-щелочные вулканиты позднекайнозойского возраста, петрохимически сходные с островодужными породами известково-щелочной серии [8]. Однако в наибольшем объеме магматиты шошонит-латитовой серии олигоцен-четвертичного возраста в обстановке калифорнийского типа развиты к востоку от указанного пояса вулканических гор в Провинции Бассейнов и Хребтов. Эта тектоническая зона представляет собой систему горных хребтов и грабенов, формирующихся в условиях растяжения, и по мнению ряда исследователей [9], может быть отнесена к типу рифтогенных структур. Этот вывод подтверждается также широким проявлением в регионе наряду с шошонитами и латитами щелочно-базальтовых серий с фонолитами, пантеллеритами, комендитами.

В континентальной окраине андийского типа проявления шошонит-латитового магматизма (Южное Перу, Боливия и Северо-Запад Аргентины) также смешены относительно пояса известково-щелочных вулканитов к востоку от Перуанско-Чилийского желоба в более внутреннюю континентальную область. Вулканические постройки и лавовые поля пород щелочной серии тяготеют здесь к бортам грабена Альтiplano, относимого исследователями к рифтогенной структуре между Восточной и Западной Кордильерами Андийского вулканического пояса.

Внутриконтинентальная Монголо-Охотская подвижная зона характеризуется отчетливой приуроченностью шошонит-латитового вулканоплутонического магматизма к депрессионным, грабеновым и кольцевым структурам, расположенным часто в узлах пересече-

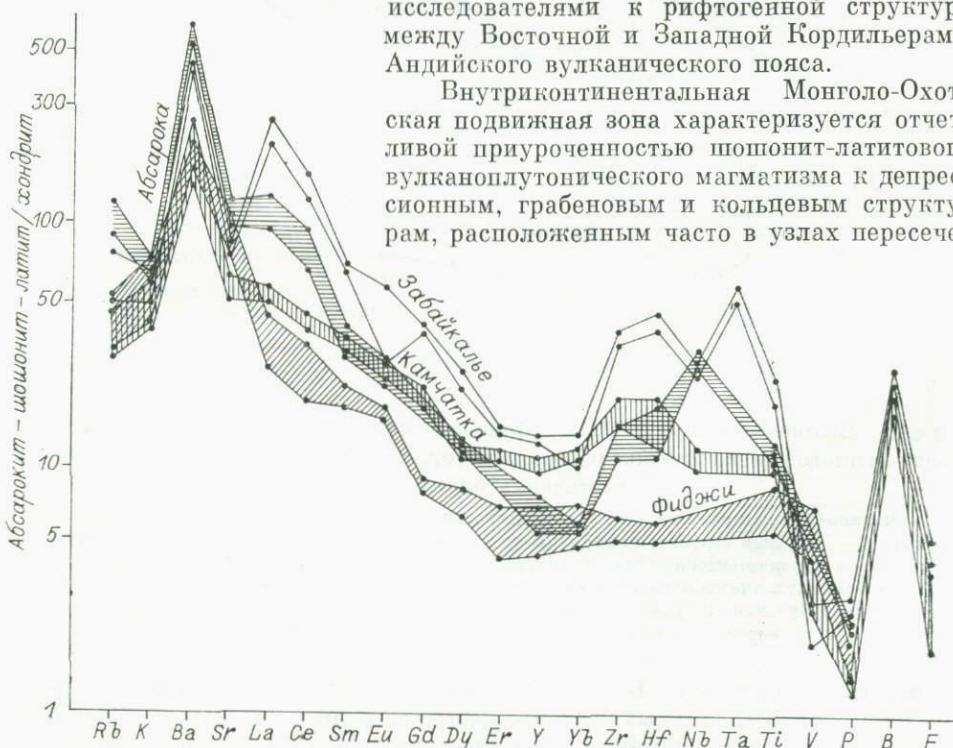


Рис. 2. Распределение редких элементов в континентальных и островодужных шошонит-латитовых сериях.

ния глубинных разломов северо-восточного простираия и северо-западных структурных швов [14]. Эти периферические зоны ареалов мезозойского магматизма, сходные по своим геолого-тектоническим особенностям и характеру проявленного магматизма с Провинцией Бассейнов и Хребтов [6], окружают крупные сводовые поднятия — центральные зоны, представленные палингенныхми гранодиорит-гранитными батолитами известково-щелочной серии.

Таким образом, для активных континентальных окраин и внутриконтинентальных зон намечается отчетливая смена известково-щелочного магматизма, характерного для областей сжатия и скучивания сиалических масс (сводовые поднятия), проявлениями субщелочного магматизма, свойственного зонам растяжения, где важную контролирующую роль для шошонит-латитовых расплавов и продуктов их дифференциации играли глубинные разломы и многочисленные приразломные депрессионные структуры.

Существующие различия геодинамического режима в условиях тектонического развития островных дуг и внутриконтинентальных областей не определяют само появление исследуемых шошонит-латитовых серий, так как последние являются «сквозными» для всех рассмотренных типов обстановок. В то же время тектонические условия скатия или растяжения, при которых происходит генерация шошонит-латитовых магм, могут накладывать свой отпечаток на петролого-геохимические особенности исследуемых серий. Они отчетливо видны на диаграмме средних, нормированных по отношению к углистым хондритам содержаний в абсарокитах, шошонитах и латитах редких элементов, которые расположены в порядке увеличения размеров их ионных радиусов, что позволило корректно геохимически сопоставить сходные по петрохимическим параметрам субщелочные магматические породы в различных геодинамических обстановках (рис. 2).

Общей и главной геохимической особенностью всех шошонит-латитовых серий является их резкое обогащение по отношению к хондритам, а следовательно, и к веществу верхней мантии, крупнокационными щелочными и щелочно-земельными элементами, а также легкими лантаноидами, с максимумом, приходящимся на барий. Степень указанного нормированного обогащения значительно снижается в области элементов с менее основными свойствами и меньшими размерами ионных радиусов. Наблюдаются широкие вариации содержаний Zr, Hf, Nb, Ta для острородужных и континентальных шошонитов и латитов. Среди летучих компонентов аномально высокие нормированные концентрации в указанных породах имеет бор.

Эти общие закономерности распределения различающихся по своим свойствам элементов для разновозрастных субщелочных серий, развитых в неодинаковых геодинамических условиях с гетерогенным строением и различной мощностью континентальной коры, указывают на сходный, несомненно, мантийный источник при генерации шошонит-латитовых первичных расплавов. При этом влияние корового вещества на главные геохимические черты последних является минимальным, так как контаминация им этих субщелочных магм не объясняет столь высоких концентраций в шошонитах и латитах Ba, Sr, легких РЗЭ, бора и других элементов.

Известно, что средний состав континентальной коры близок к составу нормального андезита [11, 12]. Существенные геохимические отличия исследуемых серий от среднего андезита подтверждают вывод о том, что континентальная кора не может служить причиной редкоэлементной специфики шошонит-латитового магматизма. Например, средние концентрации таких характерных для него редких элементов, как Ba, Sr, Zr, B, La, Ce в континентальной коре, по С. Р. Тэйлору [21], соответственно составляют (в г/т): 425, 375, 165, 10, 30, 60, что в 2–4 раза ниже, чем

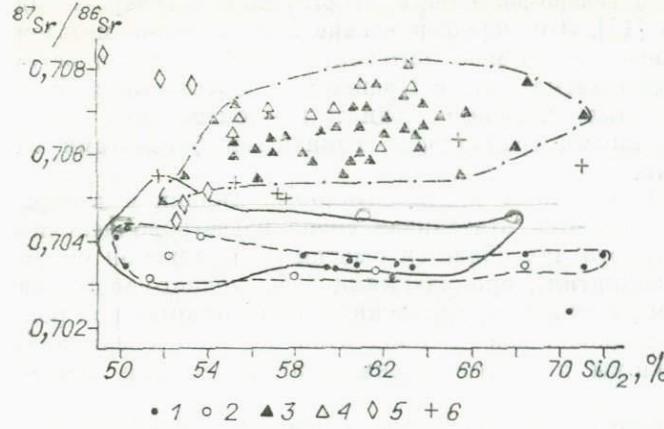


Рис. 3. Вариации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известково-щелочных и субщелочных вулканических породах различной кремнекислотности.

Выделены поля вулканитов островных дуг Камчатки, Папуа, Фиджи (штриховой линией), Каскадных Гор США (сплошной), Андийского вулканического пояса (штрих-пунктирной линией). 1 — островодужные известково-щелочные породы [10, 17]; 2 — островодужные шошониты и латиты [6, 21]; 3 — известково-щелочные андезиты Аид [27]; 4 — шошониты и латиты Аид [27]; 5 — аласарокиты и шошониты района Аласарока, Вайоминг, США [20]; 6 — латиты и риолиты Забайкалья [17].

их содержания в континентальных шошонитах и латитах, и «контаминирующее» влияние корового вещества будет только снижать в них уровень концентраций этих некогерентных элементов.

Не противоречат этим представлениям и данные по вариациям изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые весьма выдержаны для пород различной кремнекислотности каждого региона и укладываются в достаточно узкие интервалы их значений для вулканитов как известково-щелочной, так и шошонит-латитовой серий (рис. 3).

Наряду с отмеченной выше общей редкоэлементной спецификой всех шошонит-латитовых серий, свидетельствующей об их мантийной природе, существуют определенные геохимические отличия исследуемых магматических пород в зависимости от геодинамической обстановки их проявления. Прежде всего, шошониты и латиты внутриконтинентальных и окраинно-континентальных зон обогащены по отношению к хондритам Rb, Ba, Sr, La, Ce и др. в значительно большей степени, чем эти же породы в островодужных условиях. Другая группа элементов, близких по своим свойствам к титану (Zr, Hf, Nb, Ta), образует второй максимум повышенных содержаний для континентальных шошонитов и латитов (см. рис. 2), в которых одновременно фиксируются более высокие концентрации элементов группы железа (Ni, Cr) относительно тех же пород в островных дугах (см. таблицу).

Более вероятной причиной значительного обогащения континентальных шошонит-латитовых серий элементами перечисленных групп является формирование их в условиях растяжения и раскола литосферы глубинными разломами, что приводило к заглублению очагов генерации субщелочных магм в область неистощенной перidotитовой мантии. Пример Провинции Бассейнов и Хребтов (США) показывает, что по геофизическим данным здесь фиксируется выступ разуплотненного астено-сферного вещества, т. е. кровля частично расплавленной мантии подходит близко к основанию земной коры [7]. В зонах растяжения или рифтогенеза, свойственных подобным внутриконтинентальным областям, это может быть причиной развития субщелочных серий с отмеченными выше геохимическими характеристиками. Резко повышенные концентрации в них никеля и хрома, очевидно, наследуются от изначально обогащенного ими мантийного перidotита. Отчетливое концентрирование в континентальных шошонитах и латитах элементов с амфотерными свойствами (Ti, Nb, Zr и др.) связано с небольшой степенью плавления последнего. Согласно проведенным нами расчетам, при генерации шошонит-латитовых расплавов, исходных для природной серии Забайкалья, она составляла менее 5 %. На стадии плавления мантийного перidotита, по-видимому,

велика роль мантийных флюидов, определяющих обогащение первичных магм характерными некогерентными и летучими элементами и обуславливающих высокую рудную продуктивность исследуемых внутриконтинентальных серий.

Формирование островодужных магм, в том числе и шошонит-латитовых, происходит в обстановке общего сжатия, свойственного данному геодинамическому режиму. Это в определенной мере может обусловливать геохимические отличия островодужных и внутриконтинентальных субщелочных серий и известное сходство по геохимическим параметрам (уровень содержаний РЗЭ, элементов группы Fe, величины La/Yb , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) вулканитов известково-щелочной и шошонит-латитовой серий островных дуг. Вполне обоснованным представляется мнение ряда исследователей [8, 10] о формировании здесь магматических очагов в самых верхних частях мантии. Обедненность островодужных шошонитов и латитов Ni, Cr может отражать состав мантийного источника, где, судя по глубинным включениям, отсутствуют гранатовые перidotиты и преобладают плагиоклазодержащие перidotиты и цироксениты. Зарождение шошонит-латитовых магм обычно связывают с блоковыми деформациями в островных дугах в период снижения интенсивности и перестройки процесса активной субдукции [6, 26]. В этот период может повышаться роль ювенильных флюидов, являющихся источником литофильных и других некогерентных элементов при генерации расплавов в островодужных условиях.

* * *

Шошонит-латитовые магматические серии проявлены в геодинамических условиях островных дуг, активных континентальных окраин и внутриконтинентальных зон, т. е. они являются «сквозными» для областей как сжатия, так и растяжения.

Зарождение шошонит-латитовых магм в областях с различной историей геологического развития, мощностью и строением континентальной коры, а также общие закономерности распределения в них редких элементов свидетельствуют об их мантийной природе и значительном влиянии ювенильных флюидов при их образовании.

В пределах континентальных областей шошониты и латиты, контролируемые зонами растяжения и глубинных разломов, обогащены Rb, Ba, La, Ce, Zr, Nb и Cr относительно их островодужных аналогов. Эти особенности субщелочных магматических пород позволяют выделить континентальный и островодужный геохимические типы шошонитов и латитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В. С., Гайворонский Б. А., Сапожников В. П. и др. Вулканоплутонический магматизм и рудоносность Долгопычинской кольцевой структуры / Геология и геофизика.— 1980.— № 7.— С. 52—61.
2. Антипин В. С., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах.— М.: Наука, 1984.— 251 с.
3. Богатиков О. А., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И. Магматизм и геодинамика // Петрология: Докл. МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 3.— С. 3—14.
4. Волынец О. Н., Пополитов Э. И., Патока М. Г., Аношина Г. Н. Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Срединного хребта Камчатки // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 274, № 5.— С. 1185—1188.
5. Волынец О. Н., Аношина Г. Н., Антипин В. С. Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг // Геология и геофизика.— 1986.— № 8.— С. 10—17.
6. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С. Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса и его возможная геодинамическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 7.— С. 93—107.
7. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 198 с.

8. Кузьмин М. И., Пополитов Э. И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и активных континентальных окраин и некоторые проблемы петрогенезиса // Геохимия.— 1978.— № 5.— С. 691—699.
9. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков // Вестн. Моск. ун-та. Геология.— 1970.— № 2.— С. 13—35.
10. Пополитов Э. И., Волынец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 181 с.
11. Ронов А. В., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры // Геохимия.— 1976.— № 12.— С. 1763—1795.
12. Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочно-земельных магм // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 8.— С. 5—18.
13. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 297 с.
14. Таусон Л. В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудных месторождений.— 1982.— № 3.— С. 3—14.
15. Таусон Л. В., Антипин В. С., Захаров М. Н., Зубков В. С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 214 с.
16. Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— М., 1985.— 47 с.
17. Gill J. B. Geochemistry of Viti Levu Fiji and its evolution as an island arc // Contrib. Mineral. Petrol.— 1970.— Vol. 27.— P. 179—203.
18. Keller J. Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arcs, southern Tyrrhenian Sea. Calc — alkaline and shoshonitic associations // Ibid.— 1974.— Vol 46.— P. 29—47.
19. MacKenzie D. E., Chappell B. W. Shoshonitic and calc — alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea // Ibid.— 1972.— Vol. 35, N 4.— P. 50—62.
20. Morrison G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // Lithos.— 1980.— Vol. 13, N 4.— P. 97—108.
21. Taylor S. R. The abundance of chemical elements in the continental crust — a new table // Geochim. Cosmochim. Acta.— 1964.— Vol. 28.— P. 1273—1285.
22. Zielinski R. A., Lipman P. W. Trace-element variations at Summer Coon volcano, San Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental — interior andesite // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1976.— Vol. 87, N 10.— P. 1477—1485.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Н. Л. Добрецов, П. Саддэби *, Н. Н. Добрецов,
Н. В. Попов

КОМАТИИТЫ КРАСНОЙ ГОРКИ (ОЛОНДИНСКАЯ ФОРМАЦИЯ, АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Олондинский вулканогенно-осадочный комплекс, содержащий коматиты, расположен на западе Алданского щита (бассейны рек Олекма и Чара). Комплекс представляет собой довольно узкую сложнодислоцированную структуру, состоящую из нескольких тектонических пластин.

В статье приведены дополнительные сведения о коматитах Красной Горки (район оз. Токко) с целью уточнения их геологического положения в разрезе Олондинского комплекса, выяснения сходства и отличительных особенностей с аналогичными образованиями других зеленокаменных поясов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА КРАСНОЙ ГОРКИ

Наиболее полный разрез ультрамафитовых пород представлен в западной части участка детальных исследований на юго-восточном склоне Красной Горки. Здесь в ядре антиформой складки выходит крупное тело (видимая мощность около 0,5 км) перидотитов. Северо-западный контакт массива с амфиболитами представляет собой крыло опрокинутой антиформной складки, круто наклоненной ($55-70^\circ$) на юго-восток (рис. 1). В северо-восточной части массива в 300—350 м западнее оз. Токко в коренном обнажении прослеживается структурный выход амфиболитов. Последние интенсивно рассланцованны. Рассланцевание перидотитов проявляется в узких приконтактовых частях (не более 3 м мощностью) только в случае их полной серпентинизации и оталькования. В неизмененных разностях и серпентинитах, удаленных от приконтактовой зоны, рассланцевания не наблюдается.

В разрезе перидотитового массива Красной горки (см. рис. 1) достоверно выделяются по крайней мере четыре потока со сходным внутренним строением. Нижние части тел потоков сложены массивными перидотитами с эвгедральной структурой (мощность от 0 до 50—70 м). Вверх по разрезу они сменяются (без четкой разделяющей границы) зоной неравномерно-зернистых перидотитов (мощность 50—80 м). Обе зоны по своим структурным и петрографическим особенностям соответствуют эвгедральной оливиновой зоне или зоне B_2 [37, 41].

Верхняя часть наиболее дифференцированных тел потоков сложена серпентинитами, тальк-серпентинитовыми и тальковыми породами (мощностью от 1 до 5 м) и соответствует зоне спинифекс или зоне A_2 . В наименее измененных разновидностях сохраняются удлиненные ($0,2 \times 2$ до 1×7 см) разноориентированные (иногда в виде серпентиновых псевдоморфоз с сохранившимися реликтами) кристаллы оливина. Если магма-

* Сотрудник Отдела геологии Имперского колледжа, Лондон.

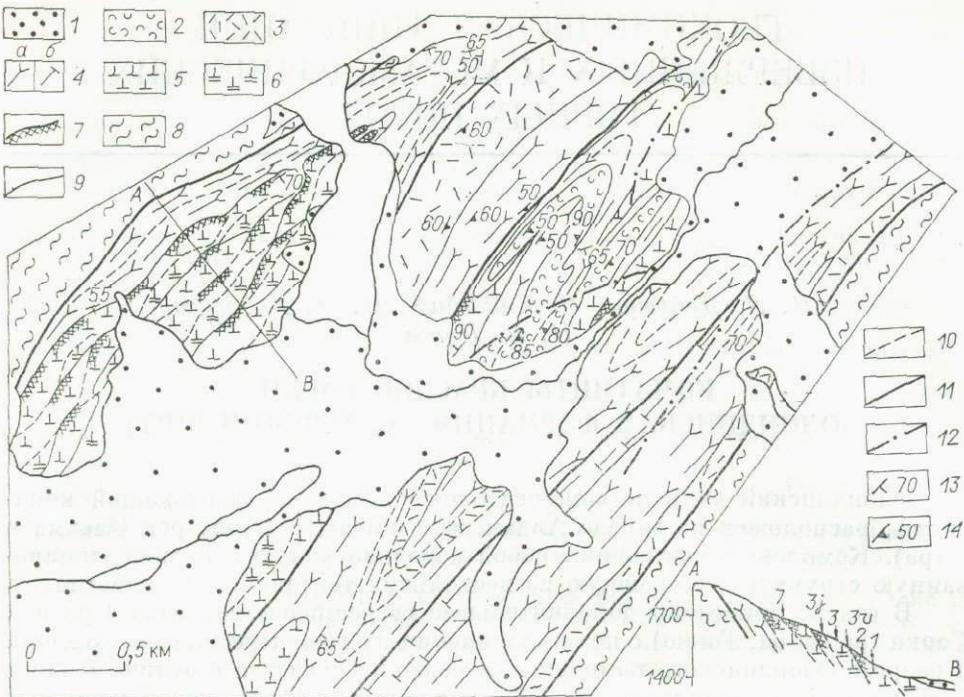


Рис. 1. Геологическая карта района Красной Горки.

1 — моренные отложения; 2 — туфы среднего и кислого состава; 3 — средние и кислые метаэффузивы; 4 — амфиболиты основного (а) и ультраосновного (б) состава; 5 — неравномерно-зернистые оливиниты; 6 — равномерно-зернистые оливиниты; 7 — зоны спинифекс; 8 — мигматизированные гнейсы олекминской серии; 9 — геологические границы; 10 — предполагаемые и дешифрируемые границы; 11 — тектонические границы древнего заложения; 12 — молодые разломы; 13—14 — элементы залегания слойности (13) и сланцеватости пород (14).

тическое происхождение этих оливинов не вызывает сомнения, то аналогичные по морфологии выделения из наиболее измененных тальк-серпентиновых и тальковых пород, возможно, представляют собой порфиробластические псевдоморфозы оливинина по спинифексовым пластинам.

В менее дифференцированных потоках зона развития пород со структурой спинифекс имеет незначительную мощность либо вообще отсутствует.

Непосредственно вершины тел потоков сложены резко неравномерно-зернистыми сильно серпентинизированными и оталькованными породами, представляющими собой лавовую брекчию, иногда измененную до полосчатых серпентинитов. Мощность этой зоны от 0 до 50 см. В отличие от зоны спинифекс зона лавовой брекции присутствует практически во всех описываемых телах потоков.

ПЕТРОХИМИЯ

Первая петрохимическая характеристика пород Олондинского комплекса была сделана А. Н. Нееловым и Р. И. Милькевич [16]. Ими выделены группы ультраосновных, основных, средних и кислых вулканитов, а среди осадочных пород — аргиллиты, алевролиты и песчаники. Составы пород Олондинского комплекса, по материалам авторов данной работы, приведены в табл. 1.

По мнению Г. М. Друговой с соавторами [7, 8], Олондинские метавулканиты образуют ряд пород от ультраосновных (коматиты) и основных (толеитовые метабазальты) разностей к средним (метаандезиты) и кислым, постепенно сменяющим друг друга вверх по разрезу. Новые дан-

Таблица 1

Характеристика исследованных образцов

Нр. № образца	Место отбора	Порода	Минеральный состав, железистость	Структура
1 1/Д-84	Н, средняя часть потока I	Серпентинизированный оливин	Ол + (Хр) + Ант + + Лиз + (Хл + + Та) + Карб + + (Мт)	Реликтовая эвгедральная
2 2/Д-84	Н, верхняя часть потока I	То же	Ол + Амф + (Ант) + + Лиз + (Хл + Мт)	» »
3 3/Д-84	Н, нижняя часть потока II	Оливинит	Ол ₁₁₋₁₂ + (Хр) + + Ант ₆ + (Хл ₅₋₇ + + Мт)	Эвгедральная неравномерно-зернистая
4 3/Д-84	Н, средняя часть потока II	»	Ол + (Амф) + Ант + + (Лиз + Хл + + Та + Мт)	То же
5 3/Д-84	Н, верхняя часть потока II	»	Ол ₁₂₋₁₃ + (Хр + + CrMT + Ант ₆ + + Та + Карб + Мт)	»
6 5/Д-84	Н, геологическое положение неясно	Серпентинизированная порода	Ол ₁₄ + (Хр) + Кум ₅ + + Ант ₆ + (Хл + + Та + Карб + Мт)	Реликтовая спинифекс (?)

Примечание. Минералы в скобках присутствуют в незначительных количествах.

ные позволяют среди пород, относимых к коматиитам и базальтам, отчетливо выделить собственно коматиитовую низкотитанистую серию и высокотитанистую, названную нами пикрит-щелочно-базальтовой. Залегающая выше по разрезу толща средних и кислых метавулканитов, представляющая собой островодужную серию, наследует черты химизма указанных серий (неопубликованные данные).

Петрохимические и геохимические особенности коматиитовой и пикрит-щелочно-базальтовой серий показывают очень большие и практически непрерывные вариации обеих серий по MgO (от 35, не считая кумулятив, до 5% в коматиитовой серии и от 32 до 4% в пикрит-щелочно-базальтовой) и систематические отличия серий по TiO₂ (рис. 2), соотношению Ti и Cr. По соотношению MgO и SiO₂ породы обеих серий перекрываются в менее магнезиальной области (за счет миграции SiO₂ в них при метаморфизме), но отличаются резко по TiO₂; в магнезиальной области, наоборот, сближаются по TiO₂, но уверенно различаются по SiO₂ (см. рис. 2).

Средние составы коматиитов района Красной Горки близки к средним составам ТРК Южной Африки, Канады и Западной Австралии [10], хотя и отличаются повышенным содержанием MgO, пониженным содержанием FeO и низким CaO/Al₂O₃ отношением. Эти отличия объясняют малую распространенность пород со структурами спинифекс в регионе и согласуются с выводом [41] о влиянии исходного состава на образование структур спинифекс (эта структура не образуется при содержании MgO более 26 ± 2%).

ГЕОХИМИЯ

Данные по содержанию редких и редкоземельных элементов пород Олондинского комплекса приведены в табл. 2 и 3 соответственно.

Исследование геохимии ультрамафитов и мафитов комплекса показывает правомерность выделения коматиитовой и пикрит-щелочно-ба-

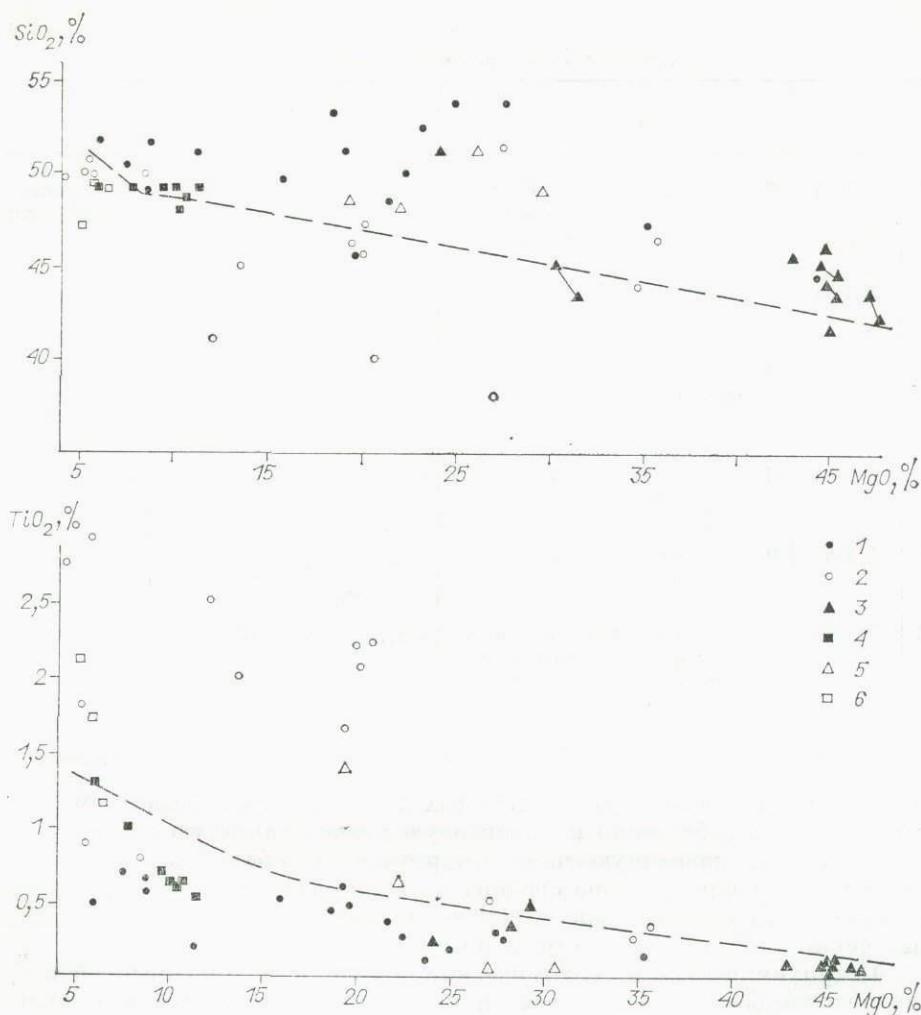


Рис. 2. Вариационные диаграммы $MgO-SiO_2$ (а) и $MgO-TiO_2$ (б) метавулканитов Олондинского комплекса.

1 — метавулканиты ультраосновного и основного состава коматитовой серии; 2 — метавулканиты ультраосновного и основного состава пикрит-щелочно-базальтовой серии; 3 — ультраосновные метавулканиты коматитовой серии; 4 — основные метавулканиты коматитовой серии; 5 — ультраосновные метавулканиты пикрит-щелочно-базальтовой серии; 6 — основные метавулканиты пикрит-щелочно-базальтовой серии (1, 2 — данные из литературных источников; 3—6 — данные авторов).

залывной серии пород. Особенно четко это разделение фиксируется для метавулканитов основного состава. Базальты коматитовой серии характеризуются более высокими содержаниями Cr, Co, Ni при более низком V. Намечаются систематические отличия по содержанию Li.

Ультрамафиты коматитовой и пикрит-щелочно-базальтовой серий по геохимическим особенностям сближаются в области высокомагнезиальных пород ($MgO > 25\%$), и принадлежность к той или иной серии фиксируется лишь распределением редкоземельных элементов. В области умеренно магнезиальных пород ($MgO 18—24\%$) ультрамафиты пикрит-щелочно-базальтовой серии характеризуются пониженными содержаниями Cr, Ni, Co и резким повышением титанистости пород.

Вариационные диаграммы Ti/Zr , Y/Ti и Zr/Y [32] с нанесенными на них точками составов пород Олондинского комплекса показывают, что породы коматитовой серии имеют близкие к хондритовым отношения, вполне сопоставимые с аналогичными образованиями других зеленока-

Таблица 2

Содержания главных (мас. %) и малых (г/т) элементов в породах Олондинского комплекса, Алданский щит *

Компонент	2**	3***	4***	5***	6***
SiO_2	39,47	39,49	39,38	39,78	49,16
TiO_2	0,06	0,03	0,06	0,06	0,03
Al_2O_3	2,39	0,51	2,01	2,07	0,59
FeO	7,50	12,58	8,00	7,60	4,20
MnO	0,07	0,21	0,13	0,11	0,08
MgO	37,84	43,45	40,90	40,01	25,08
CaO	0,63	0,21	0,46	0,26	13,31
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
P_2O_5	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
П. п. п.	11,16	1,82	8,06	9,61	7,31
Сумма...	99,14	98,31	99,02	99,54	99,80
Cr	451	407	285	1387	33
Ni	2354	310	2637	2732	979
Co	91,6	152	123	122	60,7
V	76,75	24,3	42,1	44,0	16,6
Ba	27,45	1,17	2,05	61,3	14,3
Sr	13,30	4,38	6,3	7,8	19,3
Be	0,45	0,0	0,06	0,00	0,04
Zr	0,0	0,0	6,05	0,0	21,5
Cu	3,5	0,0	0,0	0,0	7,2
Zn	41,5	50,3	34,2	26,8	6,4
Pb	—	—	—	—	—
Li	—	—	—	—	—
Rb	—	—	—	—	—
Y	2,38	0,47	1,49	1,33	13,9

* Здесь и в табл. 3 номера образцов соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

** Среднее из двух анализов, выполненных в ГИН БФ СО АН СССР, Улан-Удэ.

*** Анализы выполнены в Отделе геологии Имперского колледжа, Лондон.

менных поясов. Несколько обособляются нижние перидотиты, что связано прежде всего с их особенностями химизма и геологического положения. Последние имеют близкое к хондритовому отношение $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ (рис. 3). Менее магнезиальные ультрамафиты дают большой разброс точек на диаграмме, так же как и зеленокаменные породы в других районах. Это явление объясняют первичным обеднением и (или) обогащением Ti и P в коре [32].

Таблица 3

Содержание РЗЭ (г/т) в породах Олондинского комплекса, Алданский щит *

Компонент	Коматиниты					Серия РАВ
	1	2	3	4	5	
La	1,41	0,51	0,03	1,63	0,36	125,0
Ce	3,05	1,24	0,24	0,60	0,74	241,0
Pr	0,37	0,067	0,00	0,00	0,00	22,8
Nd	2,31	0,80	0,44	0,49	0,59	92,0
Sm	0,69	0,22	0,05	0,22	0,15	11,0
Eu	0,40	0,057	0,00	0,007	0,00	3,46
Gd	0,95	0,17	0,006	0,09	0,04	7,24
Dy	1,28	0,32	0,06	0,21	0,19	3,46
Ho	0,26	0,063	0,007	0,039	0,033	0,50
Er	0,78	0,20	0,05	0,15	0,13	1,02
Yb	0,79	0,20	0,06	0,18	0,16	0,57
Lu	0,43	0,038	0,012	0,025	0,027	0,077
REE	11,82	3,89	0,64	3,56	2,43	540,7

* Анализы выполнены в Отделе геологии Имперского колледжа, Лондон.

Содержание редкоземельных элементов определялось в основном для ультрамафитов коматитовой серии, отобранных в пределах нижних частей потоков. Это обусловлено лучшей сохранностью пород, в силу своих структурных и петрохимических особенностей менее подверженных вторичным преобразованиям.

В определенных условиях в ультрамафитах могут сохраняться первичные распределения РЗЭ [29, 30]. В случае интенсивной серпентинизации, амфиболизации, карбонатизации или оталькования может произойти значительное их разубоживание [32, 40 и др.]. Нормальные распределения РЗЭ являются хорошим показателем относительной неизменности породы и, скорее всего, соответствуют их первичному содержанию.

Содержания РЗЭ в ультрамафитах Красной Горки в целом возрастают с увеличением содержаний Al_2O_3 , FeO , CaO , Ti , Y и уменьшением MgO , Cr , Ni . Это связано, прежде всего, с особенностями вхождения РЗЭ в решетки породообразующих минералов. Этим же объясняется и наличие Еи-минимумов в наиболее магнезиальных разновидностях пород. Низкий уровень распределения в обр. 2/Д-84 по сравнению с 1/Д-84 (хотя обр. 2/Д-84 взят из верхней части потока вблизи зоны спинифекс, тогда как обр. 1/Д-84 соответствует средней части зоны эвгедрального оливина) связан, по-видимому, с более высокой степенью изменения обр. 2/Д-84. Для большинства ультрамафитов Красной Горки уровни распределения РЗЭ (нормализованные к хондриту) являются очень низкими (см. рис. 3) и достаточно ровными (за исключением образцов 3/Д-84, 3γ/Д-84), что свидетельствует об их соотношениях, близких к первичным. Приведенные данные свидетельствуют о формационной принадлежности ультрамафитов к коматитовой серии, а уровни распределения РЗЭ в образцах 1/Д-84 и 2/Д-84 сопоставимы с таковыми в архейских породах.

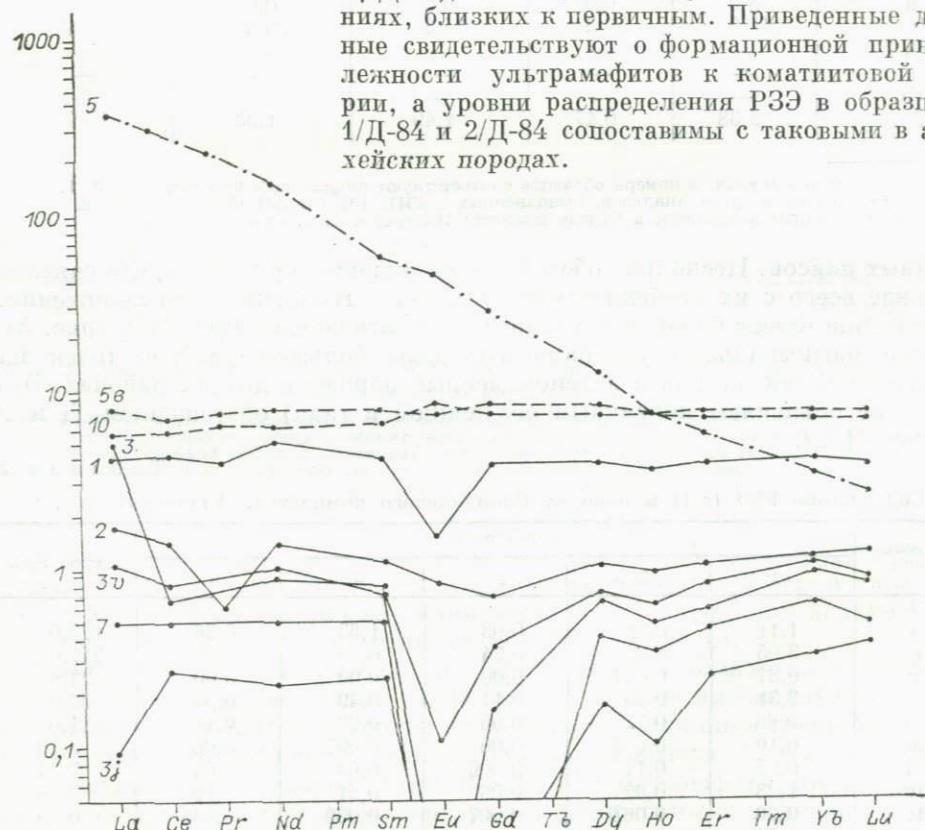


Рис. 3. Распределение РЗЭ метавулканитов Олондинского пояса, нормализованные к хондриту.

Сплошная линия — ультрамафиты коматитовой серии района Красной Горки; штриховая — точечные коматитовой серии; штрих-пунктирная линия — ультрамафит пикрит-щелочно-базальтовой серии.

Образование зон эвгедрального оливина в коматитовых потоках с развитой зоной спинифекс (потоки I и отчасти II типа по [10]) связано с процессами кристаллизационной и гравитационной дифференциации в процессе остывания, и исходному составу магмы наиболее соответствуют породы со структурой спинифекс. В потоках со слабым развитием или отсутствием зоны спинифекс, представленных в основном средне- и мелкозернистыми породами, исходному составу магмы, по-видимому, соответствуют неравномерно-зернистые перидотиты средней части. Таким образом, геохимия редких и редкоземельных элементов ультрамафитов Красной Горки отвечает особенностям химизма исходной магмы, а следовательно, и мантийного субстрата, генерировавшего последнюю. Основные породы района Красной Горки по содержанию РЗЭ хорошо коррелируются с базальтами других зеленокаменных поясов.

Распределение РЗЭ в ультрамафитах пикрит-щелочно-базальтовой серии (обр. 5/Д-84) имеет совершенно другие особенности. Характерно значительное обогащение легкими и обеднение тяжелыми элементами. Относительная прямизна линии распределения дает основание предположить, что содержания РЗЭ в данном случае близки к первичным. Формирование пикрит-щелочно-базальтовой серии происходило на завершающем этапе вулканической деятельности.

ДИСКУССИЯ

Проблемы генерации коматитовых расплавов, а следовательно, и проблемы состава и строения верхней мантии привлекают внимание многих исследователей как в СССР, так и за рубежом. Практически все склоняются к мнению, что коматиты дают непосредственную и важную информацию о характеристиках мантийного субстрата.

В публикуемых по этому поводу работах наметились две основные тенденции в решении проблем. Одни исследователи исходят из концепции химически гомогенной верхней мантии [25—28, 33—36] и в качестве мантийного субстрата используют пиролит с заданным средним составом [38]. Другие считают, что архейская верхняя мантия была гетерогенна по своему составу и строению [10, 12, 13, 15, 18, 30, 31, 40 и др.] и особенности химизма коматитов определяются соотношением перидотит-пироксенит в мантийном субстрате.

Практически не остается сомнений в том, что современная верхняя мантия достаточно сильно дифференцирована как по вертикали, так и по латерали. Об этом свидетельствуют результаты изучения глубинных включений в базальтах и кимберлитах, экспериментальные и геофизические данные. Однако нет достаточных оснований для утверждения о дифференциации верхней мантии в докембрии. Возможным доказательством может служить изучение возраста глубинных включений в кимберлитах и базальтах, показавшее, что процессы дифференциации в верхней мантии начались еще в докембрии [14]. К. И. Свешников и А. Г. Смоголюк [17], изучая раннедокембрийские гипербазитовые формации на примере Украинского и Алдано-Витимского щитов, предположили, что первые геологические признаки процессов дифференциации мантии могли появиться в верхнем архее или нижнем протерозое. Кроме того, генерирование коматитовой магмы из гомогенной примитивной мантии (исходя из температуры коматитового расплава, оцениваемой 1600—2000°C) возможно лишь на очень больших глубинах, порядка 200 км и более [28, 36 и др.]. Помимо отсутствия геологических данных о формировании коматитовой магмы трудно представить первопричину или толчок для их зарождения на таких глубинах.

Анализ геохимии коматитов различных регионов мира [32] и наши данные свидетельствуют о мантийной природе всех членов коматитовой серии, начиная с ультрамафитов и кончая толеитовыми базальтами.

Все это дает основание предположить, что образование всего спектра пород связано не с процессами эволюции единой родоначальной магмы, а с вертикальной дифференциацией самого мантийного источника.

В связи с этим возникает вопрос о глубинности очага зарождения и механизме формирования столь высокотемпературных расплавов. Оценка плотностей базальтового, пикритового и ультрабазитового расплавов [36] при температуре 2000°C показывает, что выплавление их из мантийного источника будет происходить при давлении около 60 кбар, т. е. на глубине порядка 200 км и более. Такие глубины, конечно, маловероятны в случае даже относительно слабо дифференцированной верхней мантии. По-видимому, формирование коматитовых расплавов должно происходить на значительно меньшей глубине.

Наиболее вероятным механизмом формирования коматитовых расплавов является частичное плавление мантийного субстрата. Экспериментальными исследованиями [9, 25] установлено, что при 20—25%-м плавлении мантийных перидотитов образуется расплав базальтового состава в равновесии с пироксеном, оливином и шпинелью. По модели [18] основные и ультраосновные составляющие коматитового расплава можно получить путем последовательного частичного плавления гетерогенного мантийного субстрата. При этом генерируются две ветви изменения химизма расплавов — перидотитовая и пироксенитовая, а количественное соотношение перидотитов и пироксенитов в мантийном субстрате будет определять весь спектр промежуточных расплавов между двумя ветвями последовательного частичного плавления.

Достижение необходимых температур для начала плавления в условиях относительно малой глубинности может быть обусловлено двумя причинами: снижением температур плавления мантийных перидотитов вследствие их начальной насыщенности флюидами и декомпрессивно-диссицитивным разогревом в процессе мантийного диапризма [23].

Для пород коматитовой серии, несущих признаки водонасыщенности родоначальных магм (значительная дифференцированность мощных коматитовых потоков, а также указание на присутствие роговой обманки в минеральном парагенезисе некоторых мафических или базальтовых коматитов), более приемлемой представляется модель глубинного магмообразования [5], в которой в качестве регуляторов плавления в процессе дифференциации коры и мантии выступают амфиболы и карбонаты.

Однако некумулятивная природа ультрамафитов Красной Горки находит на мысль о том, что они были образованы из расплава, который был генерирован в сухой системе, и источником его формирования могут служить мантийные перидотиты. В этом случае необходимые температуры магм могли достигаться вследствие либо повышенного теплового режима в архее, либо прохождения мантийных флюидных потоков. О существовании мантийных флюидов в фанерозое неоднократно указывалось в литературе. Например, известны включения азота в минералах меймечитов [19] и эклогитов из кимберлитов Сибирской платформы [20, 39]. При этом, учитывая гипотезу относительной неистощенности верхней мантии, можно предположить, что флюидный режим в архее был гораздо более интенсивным.

Формирование высокотитанистой пикрит-щелочно-базальтовой серии проходило, по-видимому, при более высокой степени плавления истощенной и дифференцированной мантии в заключительную стадию формирования Олондинской формации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Макаров В. А. и др. О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР—1984. — Т. 279, № 6.— С. 1424—1429.
2. Богомолова Л. М., Тимофеев В. Ф., Березкин В. И., Смелов А. П. Тектоника «трогового» комплекса бассейна р. Олекма // Докембрийские троговые

- структурой Байкало-Амурского региона и их металлогенеза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— С. 96—101.
3. Бушмин С. А., Другова Г. М., Харитонов А. Л. Метаморфизм Олекминской складчатой зоны (Восточная Сибирь) // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1983.— С. 8—34.
 4. Глуховский М. З. Основные этапы тектонического развития северных предгорий хребта Удокан в раннем докембрии // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья.— Чита, 1968.— Вып. 3.— С. 14—16.
 5. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 199 с.
 6. Добрецов Н. Л., Добрецов Н. Н., Попов Н. В. и др. Минералогия и геохимия коматитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // Геохимия вулканов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 36—49.
 7. Другова Г. М., Харитонов А. Л., Бушмин С. А. и др. Структурно-метаморфическое развитие Олондинского комплекса (Восточная Сибирь) // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1983.— С. 49—65.
 8. Другова Г. М., Бушмин С. А., Сочава А. В. и др. Троговые комплексы западной части Витимо-Алданского щита // Докембрейские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогенеза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— С. 102—111.
 9. Кадик А. А., Френкель М. Я. Магмообразование, сопряженное с декомпрессией пород и коры мантии в присутствии летучих компонентов // Геохимия.— 1980.— № 4.— С. 467—495.
 10. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса.— М.: Мир, 1983.— 390 с.
 11. Кудрявцев В. А., Нужнов С. В. Верхнеархейские структуры Алданского щита// Геология и геофизика.— 1981.— № 6.— С. 28—38.
 12. Кутолин В. А. ПереクリSTALLизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 17—21.
 13. Кутолин В. А., Агафонов Л. В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных нодулей // Геология и геофизика.— 1978.— № 5.— С. 3—13.
 14. Лутиц Б. Г. Эклогиты верхней мантии // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными.— Киев: Наукова думка, 1971.— С. 248—223.
 15. Малиюк Б. И., Сиворонов А. А. Коматиты и верхняя мантия // Геология и геофизика.— 1982.— № 10.— С. 127—130.
 16. Неелов А. Н., Мильтьевич Р. И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1979.— 311 с.
 17. Свешников К. И., Смоголюк А. Г. Ранидокембрейские гипербазитовые формации как возможный источник сведений о составе мантийного вещества // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 171—175.
 18. Сиворонов А. А., Малиюк Б. И. Мантийные магматизм раннедокембрейских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов // Там же.— С. 130—137.
 19. Соболев А. В., Домелинкур И. Условия кристаллизации и эволюция ультраосновных магм, по данным исследования магматических включений в минералах: Тез. докл. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 5, секции 10, 11.— С. 173.
 20. Томиленко А. А., Чупин В. П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 110 с.
 21. Федоровский В. С., Лейтес А. М. Геосинклинальные троги-структуры первого порядка в раннем докембрии Витим-Олекминской горной страны // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья.— Чита: Забайкал. фил. геогр. о-ва СССР, 1968.— Вып. 3(5).— С. 19—20.
 22. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан.— М.: Наука, 1972.— 130 с.
 23. Шкодзинский В. С., Малиюк Б. И., Сиворонов А. А. Петрогенезис и эволюция коматитовых магм // Геология и геофизика.— 1983.— № 9.— С. 30—39.
 24. Arndt N. T. Ultrabasic magma and high — degree melting of the mantle // Contrib. Mineral. Petrol.— 1977.— Vol. 64.— P. 205—221.
 25. Arndt N. T. Thick, layered peridotite — gabbro lava flows in Munro Township, Ontario // Can. J. Earth. Sci.— 1977.— Vol. 14.— P. 2620—2637.
 26. Cox K. G. Komatiites and other high-magnesian liquids: some problems // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.— 1978.— Vol. A288.
 27. Green D. H. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics // Geology.— 1975.— Vol. 3.— P. 15—18.
 28. Green D. H. Petrogenesis of Archean ultramafic magmas and implications for Archean tectonics // Development in Precambrian Geology: 4 Precambrian Plate Tectonics/Ed. A. Kröner.— Amsterdam: Elsevier, 1981.— P. 469—489.

29. Hajash A. Jr. Rare earth element abundances and distribution patterns in hydrothermally altered basalts: experimental results // Contr. Mineral. Petrol. — 1984. — Vol. 85. — P. 409—412.
30. Kondie K. Trace-element Geochemistry of Archean Greenstone Belts // Earth-Sci. Rev. — 1976. — Vol. 12. — P. 393—417.
31. Kondie K., Harrison N. Geochemistry of the Archean Bulawayan Group, Midlands greenstone belt, Rhodesia // Precambrian Res. — 1976. — Vol. 3. — P. 253—271.
32. Nesbitt R., Sun S. S. Geochemistry of Archean spinifextextured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeites // Earth Planet. Sci. Lett. — 1971. — Vol. 31. — P. 433—453.
33. Nisbet E. G. The tectonic and magmatic setting of komatiite // Komatiite/Eds. N. T. Arndt, E. G. Nisbet. — London: Allen and Unwin, 1981. — P. 501—520.
34. Nisbet E. G., Bickle M. F., Martin A. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia // J. Petrol. — 1977. — Vol. 18. — P. 521—566.
35. Nisbet E. G., Walker D. Komatiites and the structure of the Archean mantle // Earth Planet. Sci. Lett. — 1982. — Vol. 60. — P. 103—113.
36. Ohtani E. Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett. — 1984. — Vol. 67. — P. 261—272.
37. Pyke D., Naldrett A., Eckstrand O. Archean ultramafic flows in Munro township, Ontario // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1973. — Vol. 84, N 3. — P. 955—978.
38. Ringwood A. E. The chemical composition and origin of the earth // Advances of Earth Sci. — 1966. — P. 41—104.
39. Shatsky V. S., Sobolev N. V., Tomilenko A. A. Fluid inclusions in some eclogites and country rocks // Terra Cognita. — 1985. — Vol. 5, N 4. — P. 443.
40. Sun S. S., Nesbitt R. W. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidences from rare earth elements // Contr. Mineral. Petrol. — 1978. — Vol. 65, N 3. — P. 301—326.
41. Willett G., Hshuys E., Guy B. Ultramafic rocks of the Widgiemooltha-Horseman Area, West. Australia: petrological diversity, geochemistry and mineralisation // Precambrian Res. — 1978. — Vol. 6. — P. 133—156.

O. M. Глазунов

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГАББРОИДОВ

Л. В. Таусону принадлежит идея широкой типизации магматических пород [10].

Поиски оптимальных путей оценки рудоносности ассоциаций габброидов приводят к целесообразности их разделения на геохимические типы [3, 4, 13]. Геохимический тип выделяется общностью химизма пород, устойчивым набором, уровнем концентраций и соотношением ряда петрогенных и примесных родственных проходящих элементов пород, сформировавшихся в близких физико-химических условиях. При выделении геохимических типов важно учитывать особенности редкоэлементного состава не только пород, но и минералов и ориентироваться на химизм первичных парагенезисов, сохранивших следы «кристаллохимической памяти» из наиболее глубинных условий образования. Л. В. Таусон советует учитывать также способы образования пород.

Ранжирование геохимических типов укладывается в рамки групп пород, имеющих устойчивое распространение. В зависимости от задач геохимические типы могут быть разделены на подтипы, причем в самом названии «геохимические подтипы» должен отражаться характер рудной специализации ассоциации. Разделение на геохимические типы, естественно, производится с учетом региональной распространенности элементов в соответствующих комплексах.

Геохимическая систематика габброидов появилась не случайно и является естественным продолжением петрографических исследований. Понятие «геохимический тип», по существу, занимает промежуточное положение между петрографической и рудной формациями, более приближаясь к последней.

Геохимические типы габброидов могут объединять соответствующие породы разных формаций или выделяться в пределах одной формации,

что очень важно в связи с разработкой их химической классификации. Классификация пород по особенностям химизма оправдана тем, что различные типы пород образуются прежде всего в результате изменения физико-химических условий в различных геодинамических режимах. Систематика пород на химической основе имеет давнюю историю и продолжает успешно развиваться [1, 8, 9, 12].

Диагностирование пород по петрохимии позволяет сделать только общее подразделение. Кроме того, в ряде случаев вероятность различия оказывается малозначимой. Например, базальтоиды платформ, островных дуг и океанов по петрохимии весьма слабо различаются [1]. В случае габброидов положение еще осложняется широкими вариациями их минерального и валового химического состава. Поэтому следует еще раз подчеркнуть, что при разработке представления о геохимических типах габброидов сделан акцент на редкоэлементный состав пород и, прежде всего, набор проходящих элементов. Это обосновывается повышенной чувствительностью ряда примесных элементов активно реагировать на изменение условий зарождения расплава и его кристаллизации. Редкие, рассеянные элементы полнее отражают состав родоначального мантийного источника, степень его плавления и, следовательно, генетическую принадлежность породы. Их распределение с большой полнотой также говорит о глубине вторичного изменения.

По редкоэлементному составу уточняются границы формаций, геохимических типов и нормативные составы пород. Отсюда важно указать, что при сравнении пород и ассоциаций большое индикаторное значение, кроме петрохимических параметров, имеют отношения ряда примесных элементов Cr/Ti, Cr/V, Ni/Co, Ti/Zr, Li/Rb, Nd/Sm, La/Yb, Nb/Ta, Zr/Hf, Eu/Sm и др. Ряд характеристик непосредственно маркирует отдельные процессы формирования пород. Так, фракционирование и дифференциация расплава в собственно магматический этап достаточно контрастно отражается отношениями Cr/Ti, Cr/V, Cr/Pt, Ti/P, Ni/Co.

Изменение состава расплава при гибридизме и глубинной контаминации заметно в вариациях отношения Sr/Ca, K/Rb, Zr/Hf и др. (табл. 1), а также $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и др.

Наложенные процессы амфиболизации габброидов четко проявляются в повышенном уровне Sc, Sr/Fe.

К наиболее распространенным геохимическим типам габброидов можно отнести следующие: а) титанисто-ванадиево-редкометалльный (Ti — V — Zr — Nb); б) — титанисто-хромисто-никель-платиноидный (Ti — Cr — Ni — Pt (Pd)); в) хромисто-низкостронциевый (Cr — низко Sr). Железисто-титанисто-редкометалльный тип габброидов в объеме габбро-пироксенитовой и габбро-пироксенит-перidotитовой формаций Ю. А. Куз-

Таблица 1

Средний состав габброидов различных геохимических типов

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO ₂	39,29	45,82	44,88	MgO	7,25	8,71	11,60
TiO ₂	5,10	1,62	0,45	Na ₂ O	2,37	2,08	1,33
Al ₂ O ₃	13,19	16,81	14,92	K ₂ O	0,75	0,57	0,28
Fe ₂ O ₃	3,94	4,45	2,30	П. п. п.	6,03	1,14	5,35
FeO	10,35	6,74	5,65	P ₂ O ₅	0,72	0,41	0,08
MnO	0,17	0,17	0,21				

Примечание. Здесь и в табл. 2: 1 — титанисто-ванадиево-редкометалльный геохимический тип (габбро-пироксенитовая ассоциация); 2 — титанисто-хромисто-никель-платиноидный геохимический тип (габбро-норит-анортозитовая ассоциация); 3 — хромисто-низкостронциевый геохимический тип (габброиды, генетически связанные с гипербазитами офиолитовой ассоциации).

Геохимические типы габброидов

Элемент, отношение	1	2	3
Ti	17000—70000 31000	6600—12900 7500	1300—3700 3000
V	170—700 380	70—322 176	90—500 200
Cr	20—500 150	60—220 99	500—600 550
Ni	20—450 65	18—90 61	200—300 250
Rb	2—20 10	2—25 12	5—17 12
Sr	450—890 700	400—1100 770	60—260 160
Zr	20—160 140	45—58 40	30—130 60
Ti/Cr	100—8500 200	50—120 75	2—7 5,5
Ni/Co	1—4 3	0,5—1,8 1,33	2—6 4
K/Rb	400—500 600	186—700 614	200—300 230
<i>n</i>	46	60	45
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7043—0,7054 0,7047	0,7056—0,7080 0,7074	0,7030—0,7050 0,7040
<i>n</i>	6	8	4

Примечание. В числителе — колебание содержаний в г/т, в знаменателе — среднее.

нецова состоит из Fe — Ti — V, Ti — V, Ti — Zr — Nb подтипов [4, 13].

Дайкопробные сложнопостроенные и обычно многофазные массивы этой ассоциации (Лысан в Вост. Саяне, Медведевский массив в Кузнецком Алатау, Султан-Уиздаг в Узбекистане) связаны с относительно ранними стадиями подвижных зон [1, 5, 9]. Общие черты химизма их проявляются в аномально высокой обогащенности всех пород серии Fe, Ti, V, Zr и в низком значении Mg/Fe [1—4] и Cr [6] (табл. 1, 2). Эти интрузии формируются в прогибах в условиях системы, открытой для кислорода, и поэтому продуцируют большие массы титановых руд.

Характерно, что при переходе массивов в блоки тектонической стабилизации процесс накопления титана и щелочей усиливается и сопровождается концентрированием Zr (до 300 г/т) и Nb (до 16—25 г/т).

Габброиды этого типа в целом выделяются низкими величинами и слабыми колебаниями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,7043/0,7054 \pm 0,0005$), что соизмеримо с изотопным смешением Sr в базальтах без признаков гибридизма. Редкометалльная специализация пироксенитов отдаленно сближает ассоциацию пород со щелочно-ультраосновными комплексами.

Второй титанисто-хромисто-никель-платиноидный геохимический тип габброидов, включающий стратифицированные массивы габбро — норитового и габбро-анортозитового состава [8], подразделяется на Ti — Cr — Pt и Ti — Ni — Pd подтипы. В отдельных массивах этой ассоциации по мере возрастания роли диоритоидов увеличивается содержание Au (до $10^{-4}\%$), что не исключает выделения самостоятельного подтипа.

По петрохимическим признакам габброиды обнаруживают общие черты с аналогичными породами Скергарда и Бушвельда. По сравнению

с Fe — Ti редкометалльным типом в них ниже уровень проходящих элементов Ti — V — Zr и отношений Ni/Co, Ti/Cr и выше — содержание Sr, Rb. Особенностью состава пород является высокое значение и диапазон колебания $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7056—0,7080), а также большая дисперсия Sr и Rb. Это может быть связано с проявлением глубинной контаминации ювелирного расплава кислым материалом.

Для основных пород Mg — Ni типа, принадлежащих габбро-перidotитовой и габбро-перидотито-дунитовой ассоциациям (они здесь не рассматриваются), характерна повышенная магнезиальность ($\text{Mg}/\text{Fe} = 1,8$ —2,5) и никеленосность ($\text{Ni} \sim 500$; $\text{Ni}/\text{Co} \sim 3$).

В габроидах Ni — Pd геохимического подтипа концентрация Pd возрастает до 1—2 г/т.

В ряду геохимических типов габроидов особое место занимают основные породы офиолитовой ассоциации Cr низкостронциевого типа. Хотя они почти стерильны в отношении рудной минерализации, но интересны прежде всего потому, что химизм их отчасти приоткрывает завесу над условиями формирования гипербазитов и офиолитовой ассоциации в целом.

Основные породы офиолитовой формации подразделяются на ряд подтипов. В поясах Западной и Восточной Сибири преобладающее распространение имеют габбро, комагматические гипербазиты и поэтому унаследовавшие главные черты их химизма. Эти черты их геохимии проявляются в повышенном содержании MgO (до 11,6%), Cr (500—600 г/т), Ni (200—300 г/т) при $\text{Ni}/\text{Co} = 4$, $\text{Mg}/\text{Fe} (1,6)$, причем в большинстве массивов, где есть эти породы, наблюдается соответствие уровней содержания Mg и Cr габроидов и гипербазитов. Например, в западно-саянских поясах от массива к массиву с возрастанием концентрации в гипербазитах Cr и Mg увеличивается содержание этих элементов в габроидах [4].

Свообразной чертой габроидов этого типа являются низкие содержания (240 г/т) и дисперсия содержания Sr. Обращает на себя внимание также невысокое отношение K/Rb (230) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при достаточно незначительной вариации последнего (0,7030—0,7050). Как известно, повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обычно связывается с контаминацией и сопровождается возрастанием содержания K, Rb, Sr. Но в данной ассоциации такая аномалия отсутствует. Поэтому исключается влияние реакции взаимодействия ювелирного раствора с ультраосновным материалом. На это же указывает отсутствие прямой корреляции изотопной характеристики Sr и содержания Mg [4]. Наблюданное локальное обогащение Zr, Rb (см. табл. 2) ряда тел габроидов, пространственно объединяемых в офиолиты, объясняется наложенными процессами метаморфизма и метасоматоза в тектонических зонах, а также частичным воздействием на габроиды гранитоидных инъекций.

Таким образом, габроиды отдельных петрографических ассоциаций контрастно различаются по геохимическим характеристикам, что вполне обоснованно позволяет разделить их на геохимические типы.

Вторым весьма важным вопросом является вопрос о возможности реставрации условий образования массивов по геохимическим данным. Следует сказать, что термобарометрия, один из наиболее доступных методов для получения реперных генетических данных, имеет, как известно, в этом отношении большие ограничения [2]. Несколько увереннее применяется методика, основанная на особенностях распределения примесных элементов в существующих минералах, а также подход с использованием коэффициентов распределения элементов. В то же время геохимические характеристики, отградуированные по экспериментальным данным [6], достаточно корректно отражают условия зарождения, плавления и кристаллизации расплава. Информативными параметрами плавления могут считаться отношения K/Sr и Rb/Sr.

Как видно из табл. 3, низкие значения K/Sr (6,8—15) и Rb/Sr (11—30) относятся к ассоциациям высокого давления, что сопоставимо с условия-

Таблица 3

Геохимическая характеристика габброидов и базальтоидов

Отношение, элемент	1	2	3	4	5	6
K/Sr·1000	6,8	7,2	15	28	63	59
Rb/Sr·1000	11	14,6	30	60	84	250
Sr	897	900	668	135	190	123

П р и м е ч а н и е. Ассоциации относительно высокого давления: 1 — габбро-сиенитовая, 2 — габбро-пироксенитовая, 3 — базальты Гавайев; относительно низкого давления: 4 — габброиды, генетически связанные с гипербазитами, 5 — габбро-диабазы, 6 — базальты Тасмании и Антарктиды. Ассоциации 3 и 5 приведены по работе [6].

ми зарождения очага при высоком давлении. Вместе с тем для габброидов офиолитового ряда, генетически родственных гипербазитам, можно экстраполировать режим относительно низкого давления, которое характеризует эволюцию базальтов Тасмании и Антарктиды [6]. Обращает на себя внимание контрастное содержание Sr для этих ассоциаций пород. С определенными допущениями к эффективным следует относить фугитивность кислорода или отношение $\text{Al}^{IV}/\text{Al}^{VI}$ координации в моноклинных пироксенах.

Температура кристаллизации в известной степени определяется по коэффициентам распределения Mg и Fe в сосуществующих Ol и Px, термометром $\text{Pl} + \text{CPx} + \text{Q}$ и др. Наиболее полное представление о химических условиях зарождения расплава дают изотопные отношения Sr, S, Nd и др., которые являются фундаментальным параметром источника и генезиса пород [7, 11]. Как известно, он отражает степень чистоты и контаминации ювенильного расплава. Вместе с тем даже такое отношение, как K/Rb, в габброидных ассоциациях, в большей мере говорит о характере наложенных процессов. Достаточно показательными свидетелями метасоматоза обоснованно принимаются Nb/Ta и соотношение РЭЭ. Отсюда вытекает, что габбро данного типа возникает в процессе фракционирования материнского расплава точно так же, как это происходит в габбро-перidotитовых сериях. Если бы не было данных о низком давлении формирования Sr-низкостронциевых габброидов, то можно было бы думать, что часть из них возникла в результате преобразования эклогитов.

* * *

Геохимическая типизация габброидов не подменяет и не исключает известных представлений, основанных на других принципах. Она перебрасывает мостик к такой категории, как рудная формация, и может дать новый материал при металлогеническом районировании. В совокупности геохимические характеристики позволяют получить наиболее полные данные о физико-химических условиях зарождения очага плавления, составе родоначального субстрата, о температуре и давлении кристаллизации пород. Но необходимым условием геохимической типизации, прежде всего, является хорошая геолого-петрографическая изученность массивов. Следует иметь в виду также возможность использования редкоэлементного состава пород для генетических целей. Есть основания надеяться, что в будущем исследования по геохимической типизации будут поставлены более широко.

В дальнейшем работа по систематике габброидов должна проводиться по пути уточнения номенклатуры, совершенствования методики типизации по статистическим данным и выбора геохимических параметров с максимальной информативностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Магматические горные породы/Андреева Е. Д., Богатиков О. А., Борсук А. М. и др.— М.: Наука, 1985.— 484 с.
2. Волохов И. М. Неопределенности реконструкций условий магмато- и петрогенеза с методом гомогенизации расплавных и кристалло-флюидных включений // Методические исследования в геологии и геофизике.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 118—144.
3. Глазунов О. М. Геохимические типы гипербазитов // Проблемы геохимии эндогенных процессов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 221—230.
4. Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 190 с.
5. Глазунов О. М. Геохимия и петрология габбро-широксенитовой формации Восточного Саяна.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 201 с.
6. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм // Земная кора и верхняяmantия.— М.: Мир, 1968.— С. 243—258.
7. Журавлев Д. З., Цветков А. А., Журавлев А. З. и др. Изотопный состав неодима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Эволюция системы кора —mantия.— М.: Наука, 1986.— С. 62—78.
8. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава // Проблемы петрологии.— М.: Наука, 1976.— С. 36—44.
9. Михайлов Н. П., Богатиков О. А. Базитовые интрузивные (плутонические) формации и их классификация // Проблемы магматических формаций.— М.: Наука, 1974.— С. 60—73.
10. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
11. Фор Г., Пауэл Дж. Изотопы стронция в геологии.— М.: Мир, 1974.— 203 с.
12. Штейнберг Д. С. Интрузивные формации Урала // Геология СССР.— М.: Недра, 1969.— Т. 12, ч. 1, кн. 1.— С. 537—685.
13. Glasunov O. M., Plyusnin G. S. Distribution and source of elements in gabbroids of different geochemical types // Origin and distribution of the elements / Ed. L. H. Ahrens.— Oxford: Pergamon Press, 1979.— P. 261—266.

A. И. Альмухамедов

ВЗАИМОСВЯЗЬ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА РАЗЛИЧНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Если взять за основу ранжировки базальтов степень обогащенности их некогерентными элементами, то накопленные в последние годы геохимические данные достаточно хорошо в целом согласуются с подмеченной уже давно закономерностью: наиболее истощенные некогерентными элементами толеиты приурочены к участкам земной поверхности с утоненной корой и формируются на относительно меньших глубинах по сравнению с обогащенными толеитовыми, субщелочными и щелочными базальтами.

Подобная закономерность, впервые четко сформулированная Х. Куно [29] на примере разреза через островную дугу Японии, носит, очевидно, глобальный характер и может быть выявлена во всех геодинамических обстановках. Основанием для этого вывода служит пространственное совмещение близких по возрасту, но различных по щелочности базальтов в платформенных структурах, некоторых океанических островах и развитых рифтовых системах континентов, там, где процесс растяжения завершается полным разрывом сплошности литосферы [2]. Это, в свою очередь, позволяет наметить генетические связи щелочного и толеитового магматизма, несмотря на то, что в разных геодинамических обстановках преобладают либо существенно толеитовые породы (спрединговые зоны, платформы), либо щелочные и субщелочные вулканиты (континентальные рифты и многие океанические острова).

Большинство имеющихся к настоящему времени эмпирических данных, хорошо согласующихся с физическими экспериментами и расчетами,

свидетельствует о том, что первичные расплавы базальтовых серий являются более магнезиальными по сравнению с породами, доступными непосредственному наблюдению, и отвечают, по-видимому, пикритам. Наиболее полно этот вопрос разработан для толеитов спрединговых зон [11]. Косвенные свидетельства, в частности состав глубинных включений [3, 27, 35], подтверждают наличие «родственных» излившихся расплавам глубинных магнезиальных пород и в щелочных базальтах. Эти включения имеют часто отчетливо выраженную кумулятивную природу и формируются также из существенно магнезиального расплава. Поэтому хотя и отсутствуют корректные расчетные данные по балансу вещества, выведенного на дневную поверхность и оставшегося в промежуточных очагах дифференциации, заключение о близком к пикритовому составу родонаучальных магм может быть справедливым, очевидно, и для базальтов различной щелочности.

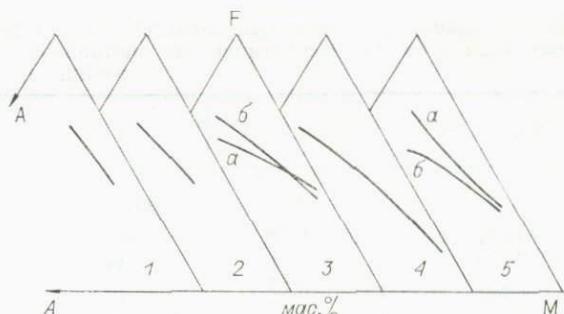
Долгое время оставалось неясным, почему родонаучальные расплавы крайне редко транзитно изливаются на дневную поверхность. Лишь в последние годы появились модели, базирующиеся на зональном строении промежуточных камер дифференциации [41, 43]. Основываясь главным образом на различии плотностей базальтовых магм в зависимости от их состава, авторы этих моделей предполагают скопление более легких отфракционированных жидкостей в верхней части очага дифференциации, которая практически не соединяется с зонами питания и расплав в ней не разбавляется или слабо разбавляется вновь поступающими первичными магмами. Дифференциация в таком случае идет преимущественно в нижней части промежуточного очага и в камере, при постоянной скорости поступления первичных магм, устанавливается стационарный процесс, в рамках которого наименее плотные жидкости последовательно пополняют верхнюю часть магматического резервуара.

Реализация подобных механизмов, детали которых устанавливаются в разрезах офиолитовых комплексов (см., например, [8, 36]), отражается в большой стабильности состава базальтов, формирующихся в спрединговых зонах. Возникает вопрос, применимы ли они к процессам дифференциации родонаучальных магм в других геодинамических обстановках, где фиксируются не только неистощенные толеитовые, но и промежуточные, а в ряде случаев и щелочные разности базальтов. Вероятнее всего, на этот вопрос необходимо ответить положительно. Различия могут существовать в повышенной щелочности более глубинных выплавок и соответственно в большей роли пироксенов в процессах дифференциации такого типа магм [19]. Однако появившиеся данные об устойчивости оливина до давлений 20–25 кбар [22] вносят существенную неопределенность в наши знания о преобладающей ликвидусной фазе в зонах дифференциации щелочных магм. Увеличение растворимости Al_2O_3 в пироксенах с ростом давления и, как следствие, уменьшение содержания глинозема в базальтовом расплаве при равновесии его с оливином и пироксеном [6] позволяют тем не менее связывать пониженные количества Al_2O_3 в щелочных базальтах именно с возрастанием роли высокоглиноземистого моноклинного пироксена как ликвидусной фазы на относительно больших глубинах [42].

Если, таким образом, принять, что исходным для базальтовых серий независимо от щелочности являются расплавы повышенной основности, то вариации составов в наблюдаемых сообществах вулканитов должны определяться дополнительно фракционированием. В сопоставлении с низкокалиевыми толеитами спрединговых зон, в которых даже при условии максимального развития процесса дифференциации наблюдается ограниченный спектр составов, во всех других геодинамических обстановках фиксируются более широкие колебания химизма пород. Для иллюстрации этого на рисунке приведена сводная AFM-диаграмма для базальтовых

Тренды эволюции базальтовых серий различных геодинамических обстановок с доминирующими условиями растяжения.

1 — Срединно-Атлантический хребет, сегменты «нормального» типа [39]; 2 — Афарская депрессия [3]; 3 — Сибирская платформа: а — Норильский район, пермский вулканический цикл [5], б — дифференцированные гипабиссальные интрузии [1]; 4 — плато Де-кан [20]; 5 — Гавайские острова: а — толеитовая серия, б — щелочная [31]. Тренды приведены для базальтовых членов серий, без учета средних и кислых пород.



ассоциаций различных геодинамических обстановок из некоторых детально изученных районов.

Протяженность трендов, помимо фракционирования, определяется и другими процессами, в частности кумулятивной отсадкой фемических минералов, а также зависит от состава родоначальных магм. Последнее хорошо подтверждается, например, прямыми данными по дифференцированным *in situ* трапповым интрузиям [14]. Тем не менее можно констатировать, что однонаправленность дифференциации во всех случаях свидетельствует об однотипности процессов, протекающих при эволюции родоначальных магм в различных геодинамических условиях для обогащенных и необогащенных толеитовых, субщелочных и, возможно, щелочных магм. Генеральное совпадение трендов не противоречит, в свою очередь, представлениям о фракционировании родоначальных магм за счет, главным образом, оливинов. Раннее фракционирование пироксенов смешает, очевидно, тренды дифференциации в сторону большего содержания щелочей.

Анализ дифференциации родоначальных магм в спрединговых зонах показал важную роль скорости раздвижения в интенсивности кристаллизационной дифференциации. При этом наиболее фракционированные жидкости изливаются в зонах с относительно малыми скоростями, как, например, в Красном Море и Срединно-Атлантическом хребте [3, 4]. Такая закономерность, подтверждаемая многими исследователями [23, 32, 34 и др.], определяется, с одной стороны, большим значением эффекта смешения фракционированных и нефракционированных магм, с другой — более быстрой разгрузкой магматических камер в участках хребтов, где скорость раздвижения плит является относительно большой. Более того, анализ условий образования таких аномальных для океанов пород, как ферробазальты, показывает, что они формируются из наиболее фракционированных жидкостей, вероятнее всего, при дифференциации исходных расплавов в изолированных магматических камерах [34] или камерах импульсного внедрения. В таких случаях без постоянной подпитки промежуточных очагов свежими порциями родоначальных магм дифференциация протекает более интенсивно и с поправкой на давление является близкой эволюции расплавов одноактных гипабиссальных интрузий, например трапповых.

В рамках аналоговых моделей геодинамические обстановки континентальных рифтов, платформ и, вероятно, океанических островов можно рассматривать как системы с малой или нулевой скоростью спрединга. Здесь поступление новых порций родоначальных магм в промежуточные очаги контролируется излиянием расплава на дневную поверхность, в связи с чем процесс дифференциации приближается к таковому в камерах импульсного внедрения. Можно полагать, что именно поэтому в указанных обстановках отмечаются не только сильно фракционированные базальты, но также породы с кумулятивными фазами, как, например, в трапповой формации Сибирской платформы [2] или океанических островах [20].

Сравнительная геохимическая характеристика в различной степени фракционированных базальтов из геодинамических обстановок с доминирующими условиями растяжения

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	50,85	44,64	45,88	47,48
TiO ₂	1,39	1,39	1,96	1,91
Al ₂ O ₃	13,61	9,40	9,94	9,76
Fe ₂ O ₃	2,27	—	1,62	2,60
FeO	10,35	—	9,18	9,11
FeO _{общ}	12,39	12,26	10,64	11,71
MnO	0,19	0,16	0,17	0,17
MgO	6,83	14,97	14,10	17,85
CaO	11,12	7,72	11,41	8,22
Na ₂ O	2,27	0,76	1,55	1,74
K ₂ O	0,19	0,23	0,81	0,38
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,28	0,21
H ₂ O ⁺	0,39	7,83 *	3,01	0,27
CO ₂	—	—	—	0,06
С у м м а	99,56	98,98	99,61	99,56
K _Ф	64,46	45,02	43,01	39,61
Rb	4,6	12	21	8,1
Sr	106	107	282	264
Zr	95	98	136	122
Ba	57	80	341	107
La	9,3	6,5	22	10
Cr	126	797	1232	1222
Ni	116	742	464	—

Приложение. Звездочкой обозначены высокотемпературные потери при прокаливании — п. п. п. 1050°C . 1 — наиболее фракционированные толеитовые базальты осевой зоны Красного моря ($\text{MgO} < 7,00$ мас. %), среднее из 5 [3]; 2 — толеитовые пикриты; 2 — Сибирская платформа, среднее из 9 [2], 3 — трапповая формация Декана, среднее из 19 [28]; 4 — вулканы Муана Лоа и Килауэа, Гавайские острова, среднее из 3 [20]. Содержания для петрогенных компонентов даны в мас. %, для редких элементов — в г./т.

Таким образом, эволюция родоначальных магм для базальтов толеитовых и щелочных серий, независимо от геодинамической обстановки их проявления, подчиняется одним и тем же закономерностям и контролируется процессами фракционирования. Они, в свою очередь, определяются динамикой поступления расплавов в промежуточные очаги дифференциации и характером связи последних с зонами генерации магм. В условиях выраженного растяжения и при полном разрыве сплошности литосфера (спрединговые зоны) смешение фракционированных и родоначальных магм препятствует глубокой дифференциации; в других рассматриваемых геодинамических обстановках этот фактор играет значительно меньшую роль. Преобладание оливина или пироксена в ликвидусной фазе на этом этапе определяется глубиной расположения камер дифференциации [19]. Имеющиеся экспериментальные данные свидетельствуют об увеличении роли пироксена по мере роста давления, поэтому для случая относительно глубинных камер есть основания предполагать большее увеличение щелочности остаточных расплавов.

Признавая существенную роль фракционирования, особенно для условий малой степени растяжения и камер импульсного внедрения, необходиимо все же еще раз подчеркнуть, что геохимическая специфика базальтовых серий не может быть объяснена только явлениями кристалли-

зационной дифференциации. Дополнительным доказательством этого служат приведенные данные о составе и содержании характерных когерентных и некогерентных элементов в наиболее фракционированных базальтах и толеитовых пикритах (см. таблицу). По ряду параметров железистые базальты Красного моря приближаются к ферробазальтам океанов и в соответствии с моделями фракционирования могут быть сопоставлены с конечными продуктами дифференциации родоначальных магм в спрединговых зонах. Пикритовые же базальты других геодинамических обстановок, напротив, должны приближаться по составу к первичным выплавкам для соответствующих серий вулканитов.

Поскольку фракционирование приводит к обеднению когерентными и обогащению некогерентными редкими элементами остаточных жидкостей [2, 14], можно ожидать, что при близком геохимическом составе родоначальных магм независимо от геодинамических условий их формирования должно наблюдаться перекрытие составов: наиболее фракционированные жидкости будут обогащены некогерентными элементами по сравнению с наименее фракционированными. В действительности подобной картины при сопоставлении базальтов спрединговых зон с базальтами, в том числе толеитовыми, других обстановок не наблюдается. Можно отметить только сближение содержаний ряда некогерентных элементов в железистых базальтах Красного моря и, например, в пикритах Сибирской платформы (см. таблицу). В большинстве же случаев, даже без учета разбавляющего влияния кумулятивного оливина, выявляется отчетливая обогащенность лиофильными металлами толеитовых базальтов всех других обстановок по сравнению с низкокалиевыми толеитами спрединговых зон. Для в равной степени фракционированных базальтов и средних составов толеитовых, субщелочных, а также щелочных разностей пород контрастность значительно возрастает [12, 20].

Подобного типа несоответствия и послужили основой выделения особого класса редких элементов, названных А. Е. Рингвудом [38] некогерентными (несовместимыми). Эти же несоответствия поставили исследователей перед необходимостью разработки моделей обогащения или обеднения базальтов. Здесь мы вновь должны обратиться к условиям формирования родоначальных магм.

Существует большое количество моделей, которые с той или иной степенью убедительности объясняют различия составов базальтов спрединговых зон и других геодинамических обстановок. Все их можно, вероятно, свести к двум группам. В рамках первой группы моделей в основу кладется частичное (фракционное или равновесное) плавление мантийного субстрата [16, 37], характер которого и определяет геохимическую специфику родоначальных магм: при меньшей степени плавления формируются более щелочные магмы, и они одновременно обогащены некогерентными элементами. Специальные исследования начальной стадии плавления составов, имитирующих состав мантии [40], хорошо подтверждают это, особенно если процесс идет при одновременном метасоматирующем воздействии флюидов.

Вторая группа моделей, основанная главным образом на изотопных исследованиях [17], предполагает существование различных мантийных источников — истощенных и неистощенных [25, 26, 33 и др.] и формирование первичных магм по механизму смешения [39]. При этом допускается, что дополнительный источник некогерентных элементов находится на больших глубинах, вплоть до нижней мантии. Наиболее подробно гипотеза смешения разработана для изолированных вулканов океанических островов, однако в последние годы сделаны попытки применить ее для объяснения геохимического состава базальтов платформ и континентальных рифтов [9].

Как показано при анализе развития вулканизма в Красноморском регионе [3], смена геохимической специфики базальтов во времени наи-

более непротиворечиво может быть рассмотрена в рамках подъема зоны магмообразования по мере развития спредингового центра, т. е. в рамках модели мантийного диапира. С ней хорошо увязываются изменения типа и геохимической специфики вулканизма во времени, а также приуроченность низкокалиевых толеитов к участкам полного исчезновения континентальной коры, что и предопределяет высокое гипсометрическое положение зоны магмообразования на этой стадии. Аналогичный в целом характер изменения химизма, включая распределение редких элементов, характерен и для вулканических циклов платформ [5]. Несмотря на то, что в последнем случае процесс не доходит до образования источенных низкокалиевых толеитов, можно также обоснованию предполагать смещение зоны магмообразования в более высокие горизонты мантии на более поздних этапах развития вулканизма в пределах каждого цикла.

С учетом изложенного необходимо прийти к заключению, что при развитии магмогенерирующей системы по механизму диапира на начальных стадиях процесса при больших глубинах генерируются щелочные обогащенные магмы, на поздних, при меньших глубинах — менее обогащенные толеитовые. Этот этап правомерно отнести к прогрессивному. Очевидно, что процесс может быть незавершенным и тогда прогрессивная эволюция магмогенерирующей зоны заканчивается излиянием либо только субщелочных и щелочных (многие континентальные рифты), либо толеитовых, но не примитивных (платформы) серий вулканитов. Отмирание магмогенерирующей зоны на регressiveном этапе снова должно продуцировать более щелочные магмы.

К сожалению, пока еще явно недостаточно геохимического материала для количественного анализа эволюции конкретных регионов с изложенными позициями. В значительной степени это определяется слабой изученностью глубоких горизонтов в современных обстановках и наличием более молодых перекрывающих образований, либо напротив, большой эродированностью — в древних структурах. Тем не менее данные подтверждают в ряде случаев наличие прогрессивного и регressiveного этапов развития магматических систем. Действительно, пример Северо-Восточной Африки позволяет рассматривать глубинность магмообразования основополагающим фактором состава вулканитов для развитых рифтовых зон [3]. Причем щелочные, более глубинные магмы являются здесь и наиболее ранними, и наиболее поздними (поперечный комплекс) по сравнению с промежуточными и толеитовыми. Аналогичные пути эволюции вулканизма, по крайней мере на прогрессивном этапе, устанавливаются также для некоторых других рифтовых систем, что рассматривается в качестве одного из характерных признаков современных континентальных рифтов и их палеоаналогов [15], хотя он проявляется и не всегда.

Если признать, что континентальные рифтовые структуры могут при благоприятных условиях трансформироваться в спрединговые зоны океанического типа, как, например, в Красноморском регионе, то становится понятным происхождение нередко наблюдавшихся рифтогенных континентальных окраин современных океанов, вулканизм которых является щелочным базальтовым и имеет бимодальный характер. Реконструкции, выполненные для Палеоатлантики, хорошо подтверждают это [10]. В таком случае спрединговые зоны океанов необходимо рассматривать как стационарные системы, существующие продолжительное время без кардинального изменения условий генерации магм, что и определяет стабильность состава изливающихся базальтов в интервале сотен миллионов лет.

В отличие от спрединговых зон внутриплитовые обстановки, в том числе континентальных рифтов, характеризуются импульсным развитием вулканизма и нестационарностью. Для траповых формаций это хорошо подтверждается, например, периодичностью вспышек магматизма [13, 30]. Хотя процесс в полном объеме изучен недостаточно, имею-

ющиеся данные свидетельствуют о том, что и здесь, как и в Красноморском регионе, на завершающих стадиях вулканической активности, могут вновь появляться базальты повышенной щелочности [18, 21].

Более сложная картина наблюдается при развитии вулканализма океанических островов, в пределах которых иногда, например, на Гавайях, при преобладании толеитов отмечаются субщелочные и щелочные базальты. Считается [31], что толеитовый вулканализм в каждом эруптивном центре предшествует щелочному, и появление пород повышенной щелочности обусловлено процессами фракционирования родоначальных магм, отвечающих по составу оливиновому толеиту или никриту на разных глубинах. В то же время высокое содержание K_2O в щелочных базальтах [31] находится в противоречии с моделью простого фракционирования и приводит к необходимости предполагать расщепление одной первичной магмы на несколько вторичных, которые эволюционируют уже по собственным схемам [7].

Не отрицая роли кристаллизационной дифференциации в рамках рассматриваемой нами единой модели, появление щелочных магм можно связывать с увеличением глубины магмообразования при затухании магматической активности, т. е. с регressive этапом развития вулканического центра, что в определенной степени подтверждается данными по изучению ксенолитов мантийных пород в щелочных базальтах [27]. При принятии этой модели из эволюционного ряда вулканитов Гавайских островов выпадают щелочные базальты начальных стадий прогressive этапа. Однако недавние находки более ранних, чем толеиты, щелочных базальтов на подводной горе Лоихи [24] позволяют предполагать, что инициальные вулканиты прогressive этапа могут быть перекрыты продуктами более поздних извержений.

Приведенные примеры требуют, вне всякого сомнения, дополнительного подтверждения. Тем не менее они свидетельствуют о правомерности и перспективности дальнейшей разработки единой модели глубинного петрогенезиса базальтов применительно к различным геодинамическим обстановкам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А. И. Некоторые черты докамерной дифференциации базальтовой магмы (на примере сибирских траппов) // Геология и геофизика.— 1972.— № 1.— С. 43—52.
2. Альмухамедов А. И. Геохимия толеитового вулканализма спрединговых зон и платформ: Дис. ...д-ра геол.-мин. наук.— Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР.— 499 с.
3. Альмухамедов А. И., Кашинцев Г. Л., Матвеенков В. В. Эволюция базальтового вулканализма Красноморского региона.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 192 с.
4. Альмухамедов А. И., Кузьмин М. И., Богданов Ю. А., Сборщиков И. М. Вулканализм хр. Рейкьянес // Геология и геофизика.— 1986.— № 3.— С. 53—61.
5. Альмухамедов А. И., Медведев А. Я. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканализма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 49—69.
6. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканализме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.— С. 242—258.
7. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— С. 132—228.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский оливинитовый комплекс Западной Монголии и проблема оливинитов // Геотектоника.— 1978.— № 1.— С. 49—42.
9. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Внутриплитовой вулканализм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Там же.— 1983.— № 1.— С. 28—45.
10. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М.: Недра, 1976.— 231 с.
11. Кадик А. А., Биггар Г. М., Луканин Л. А., Дмитриев Л. В. Экспериментальное исследование кристаллизации толеитов Атлантики в условиях заданной летучести кислорода // Геохимия.— 1982.— № 10.— С. 1390—1414.

12. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 252 с.
13. Макаренко Г. Ф. Трапы в структуре материков.— М.: Наука, 1983.— 208 с.
14. Несторенко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа).— М.: Наука, 1973.— 198 с.
15. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // Тектоника: Докл. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 7.— С. 78—109.
16. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.— 584 с.
17. Тацумото М., Аири Д. М., Штиль Р., Фуджимаки Х. Изотопы Pb, Sr и Mg в базальтах океанических островов // Геохимия и космохимия: Докл. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 11.— С. 194—201.
18. Федоренко В. А. Петрохимические серии эфузивных пород Норильского района // Геология и геофизика.— 1981.— № 6.— С. 78—88.
19. Шарков Е. В. Происхождение главных типов магматических серий океанических островов и континентальных рифтовых областей с позиций кристаллизационной дифференциации // Геохимия.— 1984.— № 7.— С. 1002—1013.
20. Basaltic volcanism on the terrestrial planets/Ed. W. M. Kaula et al.— N. Y. a. o.: Pergamon Press, 1981.— 1286 p.
21. Cox K. G., Hawkesworth G. J. Relative contribution of crust and mantle to flood basalt magmatism, Mahabaleshwar area, Deccan traps // Philos. Trans. Roy. Soc. London.— 1984.— A310, N 1514.— P. 627—641.
22. Elthon D., Scarfe C. M. High-pressure phase equilibria of a high — magnesia basalt: implications for the origin of mid — ocean ridge basalts // Annual Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. 1979—1980.— Washington, 1980.— P. 277—281.
23. Flower M. F. J. Accumulation of calcic plagioclase in ocean-ridge tholeiite: an indication of spreading rate? // Nature.— 1980.— Vol. 287, N 5782.— P. 530—532.
24. Frey F., Claque D. A. Geochemistry of diverse basalt types from Loihi Seamount, Hawaii: petrogenetic implications // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1983.— Vol. 66, N 3.— P. 337—355.
25. Gast P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1968.— Vol. 32, N 10.— P. 1057—1086.
26. Hart S. R. K. Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts// Philos. Trans. Roy. Soc. London.— 1971.— Vol. 168, N 4.— P. 573—592.
27. Jackson E. D., Wright T. L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series Hawaii // J. Petrol.— 1970.— Vol. 11, N 2.— P. 405—432.
28. Krishnamurthy P., Udas G. R. Regional geochemical characters of the Deccan trap lavas and their genetic implications // Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the World.— Bangalore: Geol. Soc. India. Mem.— 1981.— N 3.— P. 394—418.
29. Kuno H. Volcanological and petrological evidences regarding the nature of the upper mantle // The Earth's mantle.— N. Y.: Acad. Press, 1967.— P. 89—110.
30. Kuno H. Plateau basalts // The Earth's crust and upper mantle/Ed. Hart P. Amer. Geophys. Union, 1969.— Mon. N 13.— P. 495—501.
31. Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol.— 1964.— Vol. 5, N 1.— P. 82—133.
32. Morel J. M., Hekinian R. Compositional variations of volcanics along segments of recent spreading ridges // Contribs. Miner. and Petrol.— 1980.— Vol. 72, N 4.— P. 425—436.
33. Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle // Nature.— 1971.— Vol. 230, N 5288.— P. 43—47.
34. Natland J. H. Effect of axial magma chambers beneath spreading centers on the compositions of basaltic rocks // Init. Repts Deep Sea Drill. Proj.— Washington, 1980.— Vol. 54,— P. 833—850.
35. Ottoneo G., Riccardo G. B., Jaron J. L., Treuil M. Evolution of the upper mantle under the Assab region: suggestions from petrology and geochemistry of tectonite ultramafic xenoliths and host basaltic lavas // Geol. Rundschau.— 1978.— Bd 67, H. 2.— S. 547—575.
36. Pallister J. S., Hopson C. A. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering and a model of a spreading ridge magma chamber // J. Geophys. Res.— 1981.— Vol. 86, N B4.— P. 2593—2644.
37. Prensal D. C. The geometrical analysis of partial fusion // Amer. J. Sci.— 1969.— Vol. 266, N 10.— P. 1178—1194.
38. Ringwood A. E. The chemical composition and origin of the Earth // Advances in Earth science.— Boston: M. I. T. Press, 1966.— P. 287—356.
39. Schilling J.-G., Zajac M., Evans R. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° N to 73° N // Amer. J. Sci.— 1983.— Vol. 283, N 4.— P. 510—586.
40. Schneider A., Wedepohl K. X., Mengel K. Incipient melting of upper mantle rocks // 27 IGC, Abstracts.— M.: Nauka, 1984.— Vol. 5.— P. 390.

41. Sparks R. S. J., Meyer P., Sigurdsson H. Density variation amongst mid-ocean ridge basalts: implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas // Earth and Planet. Sci. Lett.—1980.—Vol. 46, N 3.—P. 419—430.
42. Stolper E. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis // Contrib. Miner. and Petrol.—1980.—Vol. 74, N 1.—P. 13—27.
43. Stolper E., Walker D. Melt and the average composition of basalt // Ibid.—1980.—Vol. 74, N 1.—P. 7—12.

B. E. Загорский, Б. М. Шмакин

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Пегматиты, содержащие полости с идиоморфными кристаллами тех или иных минералов, разными авторами назывались занорышевыми, миароловыми, камерными, хрустalenосными, а также пегматитами с драгоценными камнями и т. п. В сводке А. Е. Ферсмана [27] они названы так: «заполнение миароловых пустот (тип XI)». Но в этой же работе признается удачным сокращение Ф. Шукка, впервые применившего термины «миарола» взамен словосочетания «миароловая пустота».

В одной из последних сводок [30] пегматиты с полостями названы «miarolitic», т. е. «миароловые», — так же как их назвали А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов [7], добавив второе слово, означающее практическую ценность пегматитов: «миароловые — хрустalenосные».

Называя миароловыми все пегматиты с полостями, мы считаем, что камерные пегматиты (по Н. П. Ермакову) — это разновидность миароловых пегматитов, образующаяся при остаточной первичной кристаллизации флюида в пределах материнских гранитов. Наряду с камерными существуют пегматиты с первичными (остаточными) миаролами и в жильных пегматитовых телах, располагающихся не в материнских гранитах, а в окружающих метаморфических или изверженных вмещающих породах.

Широко развиты также миароловые пегматиты со вторичными полостями, образующимися в результате растворения ранее образовавшихся минералов (с собирательной перекристаллизацией на фронте растворения) вдоль трещин в пегматитах. Однако причиной развития процессов растворения и перекристаллизации в пегматитах не обязательно являются «чуждые» пегматитам, привнесенные извне растворы. В большинстве случаев все особенности развития вторичных пустот можно удовлетворительно объяснить автометасоматическими преобразованиями пегматитов на поздних этапах под воздействием флюидов, возникших при эволюции данного пегматитового тела или материнских гранитов (в случае камерных пегматитов).

В подавляющем большинстве случаев минеральный состав как первичных, так и вторичных миарол аналогичен составу пегматитовых жил, в которых они находятся, отличаясь от них только размерами индивидов и огранкой кристаллов. Иногда в полостях возрастает роль минералов, содержащих летучие компоненты: фтор (топаз, флюорит), фосфор (разнообразные фосфаты), углекислоту (карбонаты) и воду (слоистые силикаты).

Миароловые пегматиты тесно связаны с пегматитами других типов, поскольку пустоты встречаются практически в любых по геохимической специализации пегматитах: в редкометалльных, редкометалльно-мусковитовых, мусковитовых и редкоземельных. Вероятно, следует говорить о миароловой фации пегматитов различной специализации. Для неспециализированных пегматитов (кварц-полевошпатовых) образование миарол означает их «превращение» в хрустalenосные. В остальных случаях наличие миарол как бы увеличивает ценность редкометалльных или иных пегматитов, которые становятся не только сподуменовыми, но и кунцит- или

гидденитсодержащими, не только бериллиевыми, но и аквамариновыми или воробьевитовыми.

Материалы по миароловым пегматитам не согласуются полностью ни с одной из существующих классификационных схем, что усугубляется открытием в последние годы новых, исключительно интересных в промышленном отношении типов миароловых пегматитов [11]. Это обусловлено тем, что использование одного или даже двух критериев еще не обеспечивает необходимого дифференцирования объектов и, следовательно, не позволяет создать на их основе гибкой системы поисково-оценочных критериев.

В связи с этим весьма перспективным представляется системный, иерархический подход к классификации пегматитов, учитывающий разнорядковые факторы, обуславливающие особенности как пегматитовых полей (жильных серий) в целом, так и отдельных пегматитовых тел. Такой подход удачно реализован М. В. Кузьменко с соавторами [16] для редкометалльных пегматитов и Л. Л. Гродницким [8] для керамических, мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов Балтийского щита. Очевидно, что такой подход может быть с не меньшим основанием использован для классификации миароловых пегматитов.

Разные пегматитовые поля миароловых пегматитов, а иногда и разные участки (жильные серии) одного пегматитового поля, связанного с одним и тем же массивом гранитов, могут существенно различаться по составу друзевых парагенезисов: в одних резко преобладает топаз, в других — берилл, в третьих — турмалин.

Так же, как и в полях слюдоносных и редкометалльных пегматитов, пегматитовые тела, промышленно-продуктивные на тот или иной вид кристаллосырья, практически не встречаются отдельно, а обычно сопровождаются слабо продуктивными и непродуктивными (без миарол) пегматитами, причем последние, как правило, резко преобладают. Это характерно как для внутригранитных (камерных), так и для жильных перемещенных пегматитов. Следовательно, классифицироваться должны не только собственно миароловые пегматиты, но также и тесно связанные с ними в единые сообщества (жильные кусты, серии) пегматиты без пустот.

Естественно, что адекватность классификационной схемы природным объектам будет зависеть от полного учета максимума перечисленных выше особенностей. По мнению авторов, оптимальное решение этой задачи может быть достигнуто использованием по меньшей мере трех классификационных уровней, соподчиненность которых определяется следующим порядком соответствующих им классификационных единиц: класс — минерагенический (геохимический) ряд — структурно (текстурно)-парагенетический тип. Каждый класс объединяет несколько рядов, а ряд, в свою очередь, представлен несколькими генетически связанными типами пегматитов.

По комплексу признаков предлагается выделять три класса миароловых пегматитов: I — «обычные» (без редкометалльного уклона), II — субредкометалльные и III — редкометалльные (см. таблицу).

От I к III классу пегматитов обычно возрастает степень их удаленности от материнских гранитов. Камерные пегматиты, относящиеся к I классу, располагаются на месте своего зарождения либо в самой непосредственной близости от него, не выходя за пределы массивов материнских гранитов [18, 28]. В противоположность им миароловые пегматиты редкометалльного класса максимально удалены от гранитов, иногда настолько, что связь их с конкретными массивами становится проблематичной. Пегматиты субредкометалльного ряда занимают по этому признаку промежуточное положение, локализуясь либо в эндоконтакте материнских гранитных массивов, либо в метаморфических породах вблизи кровли массивов.

Классификация миароловых пегматитов

Класс	Начало магматического этапа		Начало образования, T , °С	Минерагенический (геохимический) этап/подчиненный ряд	Месторождения
	P , кбар	T , °С			
I. «Обычные» (без редкометалльного уклона)	1,6—1,4	880—720	570—510	Хрусталиеностый Флюоритовый	Кирса, Золотая гора (Забайкалье), Гонрихио (МНР) Кент (Казахстан) Эль-Пасо, Теллер (США)
II. Субредкометальные	2,5—4,5	760—?	500—330	Топазовый	Волынь (Украина), Мокруша (Урал), Орь-Прегуту, Теоффило Отони (Бразилия)
				Берилловый (аквамарин)	Адуни-Челон (Забайкалье), Чемерухово, Смородинное (Забайкалье), Тысячница (Урал), Савватеское (Забайкалье), Терафара (Мадагаскар), Малханское поле (Забайкалье), Мика (Непал)
				Турмалиновый	
III. Редкометальные	4,0—2,5	700—600	475—280	Берилловый (бербекит) Турмалиновый Слюдомусковый	Водораздельное (Забайкалье) Полиминеральная (Забайкалье), Дарий-Пич (Афганистан) Кулдам (Афганистан), Гульчиен-Гонсаллеру, Цена (Бразилия)

Приимечание. Курсивом выделены камерные (внутригранитные) пегматиты.

В направлении от класса I к классу III возрастает глубинность пегматитов и закономерно изменяются основные физико-химические параметры пегматитового процесса — давление и температура.

Данные о давлении и температуре в таблице заимствованы из опубликованных материалов [1, 2, 6, 9, 10, 17, 19, 21, 23—25, 29, 30] *, за исключением ориентировочного значения давления начальных этапов формирования миароловых пегматитов редкометалльного ряда, вычисленного

* В работе [15] приводятся более низкие температуры и более высокие давления для начальных этапов образования камерных пегматитов, чем в нашей таблице и других работах.

пами исходя из следующих соображений. Давление в собственно редкометалльных пегматитах (без миарол) составляет 3,5–4 кбар, а по некоторым данным — до 5–5,9 кбар [6, 22]. В то же время, согласно Л. Н. Россовскому, в полях редкометалльных пегматитов месторождения драгоценных камней, приуроченные к жестким структурным блокам, локализуются только в зонах растяжения, что позволяет предполагать для них несколько меньшее давление по сравнению, например, с месторождениями типичных сподуменовых пегматитов, которые встречаются и в зонах сжатия [20].

В противоположность давлению, возрастающему на начальных этапах образования миароловых пегматитов в направлении от I к III классу, температура в этом ряду снижается. Снижается также и температура начала образования друзовых парагенезисов, а следовательно, сокращается и температурный интервал формирования последних — от 400–450°C в собственно хрусталеносных пегматитах до 160–200°C в редкометалльных пегматитах с кунцитом. Последнее можно объяснить влиянием давления, поскольку при повышении давления критические явления должны наступать позже, при более низких температурах.

Закономерные изменения параметров температуры, давления и расстояния от источника расплавов коррелируются с увеличением степени редкометалльности от I к III классу миароловых пегматитов. В собственно хрусталеносных и флюоритоносных пегматитах I класса процессы развития позднего альбита и редкометалльной минерализации развиты очень слабо. Из редкометалльных минералов в них эпизодически встречаются, как правило, лишь колумбит и берилл. В субредкометалльных пегматитах околовпустотные зоны и сами миаролы содержат наряду с альбитом и кварцем берилл (аквамарин, воробьевит), литиевые слюды, литиевые турмалины, довольно широкий спектр tantaloniобатов, а иногда здесь появляются поллюцит и петалит. В собственно редкометалльных пегматитах с миаролами перечисленные минералы развиты еще более широко, сопровождаясь еще одним литиевым минералом — сподуменом.

Очевидно, степень редкометалльности является интегральным следствием перечисленных выше факторов, что делает оправданным использование именно этого признака в названиях выделенных классов миароловых пегматитов.

Следующему классификационному уровню отвечает признак минерагенетической (геохимической) специализации миароловых пегматитов, а соответствующими ему классификационными единицами являются минерагенические (геохимические) эволюционные ряды, каждый из которых представлен несколькими генетически и пространственно связанными типами пегматитов.

Для типизации пегматитовых тел, принадлежащих единому эволюционному ряду, наиболее приемлем минерально-парагенетический принцип с учетом структурно-текстурных особенностей пегматитов, т. е. принцип, широко использованный К. А. Власовым [5] для классификации редкометалльных пегматитов.

Эволюционные ряды целесообразно называть по ведущему виду кристаллосыря в наиболее продуктивном типе пегматитов данного ряда (см. таблицу). Из этих названий очевидна и их геохимическая специализация (кварц — Si; флюорит — Ca, F; топаз — Al, F; берилл — Al, Be; турмалин — Li, B; кунцит — Li). Это не исключает присутствия в пегматитах любого из рядов в качестве второстепенных кристаллов и других промышленных минералов.

Сопоставляя классы миароловых пегматитов, можно заметить наличие элементов цикличности, выражющейся в повторении одинаковых по конечному полезному компоненту эволюционных рядов. Так, в субредкометалльном и редкометалльном классах выделяются берилловый

и турмалиновый эволюционные ряды, однако одноименные ряды пегматитов разных классов различаются как по особенностям состава и строения представляющих эти ряды типов пегматитов, так и по геохимическим особенностям слагающих эти типы минералов. Более того, даже в одном классе могут быть два эволюционных ряда пегматитов с одним и тем же ведущим полезным компонентом, но представленных разными типами пегматитов. Так, А. Г. Бушевым с соавторами [4] в Казахстане выделены флюорит-редкоземельные и флюорит-цирконосиликатные камерные пегматиты, а А. В. Татариновым [26] — два типа турмалиновых миароловых пегматитов на Борщевочном кряже, названные лепидолит-рубеллитовыми и мусковит-верделитовыми. Поскольку и в Казахстане, и в Забайкалье промышленно-продуктивные тела сопровождаются генетически связанными с ними непродуктивными (без миарол) пегматитами, на данном классификационном уровне правильнее оперировать понятием эволюционных рядов, а не типов пегматитов.

Целесообразность введения классификационного понятия «минерагенический эволюционный ряд» диктуется не только чисто теоретическими соображениями. Этого требует и необходимость разработки эффективного комплекса поисково-оценочных критериев миароловых пегматитов, среди которых, как установлено опытом, важную роль играют критерии, основанные на использовании геохимических особенностей слагающих пегматиты минералов. Оказалось, что уровни содержаний элементов-индикаторов, например редких щелочей, в породообразующих полевых шпатах определяются не только интенсивностью процессов, приводящих к формированию миарол (и кристаллосыря) в пегматитах, но в значительной степени и принадлежностью пегматитов к тому или иному эволюционному ряду. В результате то, что для пегматитов одного эволюционного ряда является «фоном», для пегматитов другого ряда может быть аномалией, заслуживающей пристального внимания.

Трудно выделить какую-либо одну причину, обусловливающую появление различных эволюционных рядов пегматитов. В одних случаях главную роль могут играть особенности состава материнских гранитоидов. Так, флюорит-редкоземельные пегматиты в Казахстане продуктируются гранитоидами аляскит-лейкогранитной формации повышенной щелочности, тогда как флюорит-цирконосиликатные связаны с щелочно-гранитоидной формацией [4]. Но разные эволюционные ряды миароловых пегматитов обнаруживаются и в связи с одним и тем же комплексом гранитоидов, как, например, на Борщевочном кряже, но в этом случае достаточно надежно устанавливается их различная удаленность от материнских гранитов [26]. Здесь можно предполагать наряду с различиями значений давления и температуры и существенные вариации соотношений активностей летучих компонентов при формировании пегматитов. Особенности минерального состава миароловых пегматитов и состава минералообразующих сред, изученных по включениям в минералах [6, 9, 14, 15, 19, 24], свидетельствуют о том, что в направлении от собственно хрусталеносных пегматитов к миароловым пегматитам редкометалльного класса при общем повышении давления флюидной фазы в ней снижается относительное значение H_2O и F за счет CO_2 и B. Естественно полагать, что и в миароловых пегматитах разных эволюционных рядов, даже в случае принадлежности их к одному классу, эти параметры не будут постоянными.

В данной работе не представляется возможным привести полный перечень типов пегматитов для всех выделенных эволюционных рядов в связи с недостаточной изученностью начальных, наименее дифференцированных непродуктивных членов многих из этих рядов. Ограничимся лишь некоторыми примерами.

Для нового поля миароловых пегматитов с полихромными турмалинами на Малханском хребте (Центральное Забайкалье) выделяются сле-

дующие типы [11]: 1 — существенно калишпатовый незональный (непродуктивный), 2 — двухлевошпатовый (олигоклаз, калишпат) участково-зональный (слабо продуктивный), 3 — существенно олигоклазовый с альбитом и лепидолитом нечетко зональный (промышленно-продуктивный). В этом ряду от первого к третьему типу, параллельно с закономерным изменением минерального состава, усложняется внутреннее строение и возрастает продуктивность пегматитов на цветные турмалины и сопутствующее кристаллосырье. Для этого эволюционного ряда, проявленного также в Восточном Памире, разработаны эффективные минералого-геохимические методы поисков и оценки, основанные на использовании элементов-примесей в породообразующих минералах.

В то же время на Борщевочном кряже развит другой турмалиновый эволюционный ряд, в котором как непродуктивные, так и продуктивные тела имеют существенно калишпатовый состав, отличаясь лишь структурно-текстурными особенностями, наличием (или отсутствием) пустот и поздних альбит-ледилитовых комплексов с турмалином (в частности, пегматиты месторождения Савватеевское). Здесь поисково-оценочные минералого-геохимические признаки, разработанные для эволюционного ряда, завершающегося существенно олигоклазовым типом пегматитов, не применимы.

*

* * *

В настоящей работе авторы ставили целью не создание законченной классификационной схемы миароловых пегматитов, а обсуждение принципов, с использованием которых эта задача может быть решена. Предложенный вариант классификации, разработанный на основе этих принципов, тем не менее может быть полезен уже тем, что, отражая современный уровень знаний об объекте, выявляет наименее разработанные аспекты проблемы, требующие дальнейшего изучения. В связи с этим необходимо обратить особое внимание на следующие вопросы:

- 1) моделирование геологических условий, в которых формируются пегматиты разных эволюционных рядов;
- 2) сравнительный геохимический анализ гранитоидов, продуцирующих пегматиты с миаролами;
- 3) термобарометрия процессов минералообразования, особенно в пегматитах субредкометалльного и редкометалльного классов;
- 4) сравнительное минералого-геохимическое изучение миароловых пегматитов разных эволюционных рядов и типизация пегматитов в каждом из них.

Кроме того, нельзя не отметить слабую разработанность критериев первичности или вторичности пустот в пегматитах, что имеет очень большое значение для познания генезиса и выбора комплекса поисково-оценочных критериев для миароловых пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базаров Л. Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана // Минералогическая термометрия и барометрия.— М.: Наука, 1968.— Т. 1.— С. 70—82.
2. Бакуменко И. Т. О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов // Там же.— С. 63—70.
3. Бескин С. М., Эфрос Б. Д. Основы классификации пегматитов формации малых глубин и методика выделения продуктивных объектов // Тр. ВНИИСИМС.— 1969.— Т. XI.— С. 27—33.
4. Бушев А. Г., Конпус А. В., Бескин С. М. Типизация и минералого-геохимические особенности флюоритоносных пегматитов // ЗВМО.— 1985.— Ч. 114, вып. 3.— С. 298—312.
5. Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1961.— № 1.— С. 8—29.

6. Генетические исследования в минералогии.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976.— 203 с.
7. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования пегматитов // Геология рудных месторождений.— 1960.— Вып. 1.— С. 45—54.
8. Гродницкий Л. Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982.— 290 с.
9. Дмитриев Э. А., Гилев А. В., Ишан-чио Г. А., Литвиненко А. К. Термобарогеохимические условия образования самоцветов в пегматитах Центрального Памира // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тез. VII Всесоюз. совещ.— Львов, 1985.— С. 8—9.
10. Долгов Ю. А., Бакуменко И. Т. О высокотемпературном пневматолитовом кварце Золотой горы // Докл. АН СССР.— 1964.— Т. 159, № 5.— С. 1041—1043.
11. Загорский В. Е., Беляевский В. И., Несмелов Г. Г., Перетяжко И. С. Миароловые пегматиты Малхансского хребта // Драгоценные камни СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1987.— С. 96—112.
12. Захарченко А. И., Соколов Я. Н. Хрусталеносные и флюоритоносные пегматиты и их основные генетические типы // Бюл. ВСЕГЕИ.— 1960.— Вып. 2.— С. 70—80.
13. Киевленко Е. Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней.— М.: Недра, 1980.— 162 с.
14. Косухин О. Н. Физико-химические условия формирования магматических зон в камерных пегматитах (по данным изучения включений в кварце): Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1977.— 22 с.
15. Косухин О. Н., Бакуменко И. Т., Чупин В. Н. Магматический этап формирования гранитных пегматитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 128 с.
16. 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. 1.— С. 20—47.
17. Меньшиков Ф. П. О строении и генезисе пегматитовых тел Центрального Казахстана // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология.— 1965.— № 3.— С. 17—23.
18. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни/Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г.— Львов: Вища школа, 1973.— 357 с.
19. Моторина И. В., Бакуменко И. Т. О генезисе турмалинов в пегматитах Борщевочного кряжа // Минералогическая термометрия и барометрия.— М.: Наука, 1968.— С. 196—201.
20. Россовский Л. Н., Коноваленко С. И. Особенности формирования редкометалльных пегматитов в условиях сжатия и растяжения (на примере Гиндукуша) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 3.— С. 42—53.
21. Россовский Л. Н., Макагон В. М., Кузьмина Т. М. Особенности формирования месторождения кунзита в Афганистане // Геология и геофизика.— 1978.— № 11.— С. 102—109.
22. Садовский Ю. А., Степаненко Н. И., Пушко Е. П. и др. Об основных параметрах и флюидном режиме становления редкометалльных пегматитов // Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов.— Алма-Ата, 1978.— С. 51—72.
23. Сливко М. М. Исследование турмалина некоторых месторождений СССР.— Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1955.— 124 с.
24. Соболев В. С., Бакуменко И. Т. О пределах магматической кристаллизации при формировании гранитных пегматитов // Проблемы физико-химической петрологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 1: Метаморфизм, магматизм.— С. 204—224.
25. Таланцев А. С. Изучение условий формирования зональных мусковит-альбит-микроклиновых пегматитов из района Кочкарской гранитной интрузии (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1970.— 21 с.
26. Татаринов А. В. Типы миароловых пегматитов Борщевочного кряжа // ЗВМО.— 1974.— Ч. 103, вып. 1.— С. 52—61.
27. Ферсман А. Е. Избранные труды: В 7 т.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Т. 6.— 739 с.
28. Чистякова М. Б. Минералогия и генетические особенности хрусталеносных пегматитов Кента (Центральный Казахстан) // Тр. Минерал. музея АН СССР.— 1974.— Вып. 23.— С. 113—176.
29. Шмакин Б. М., Татаринов А. В. Миароловые пегматиты, их место в систематике гранитных пегматитов и поисковые признаки // Геология и геофизика.— 1975.— № 9.— С. 73—80.
30. Granitic pegmatites in science and industry.— Winnipeg: Miner. Assoc. of Canada, Short Course Handbook, 1982.— Vol. 8.— 555 p.
31. London D. Formation of tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites // Amer. Mineralogist.— 1986.— Vol. 71, N 3, 4.— P. 396—405.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МИГМАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Термин «метаморфический комплекс» чаще встречается в зарубежной литературе. Формулировка его расплывчата. В данной статье метаморфический комплекс рассматривается как структурно-временная единица, охватывающая серию формаций определенной геологической структуры, метаморфизованных в течение одного (моно-) или двух (поли-) тектономагматических этапов, тип метаморфизма которой отличен от соседних структур и отделен матаморфическим несогласием. Мигматитовый комплекс — это гранитизированная часть метаморфического комплекса, включающая мигматиты, метасоматические или анатектические граниты, а также их жильную серию.

Есть ли необходимость геохимической типизации этих образований? Да, поскольку на повестке дня стоит создание геохимических карт, где большую часть площадей занимают выходы метаморфических толщ. Но для того чтобы обосновать принципы такой типализации, надо выяснить, различаются ли геохимически метаморфические комплексы, насколько велики, закономерны и устойчивы эти различия. Задача очень сложная, так как объект исследования — пестрые по составу осадочно-вулканогенные серии и интрузивные породы, метаморфизованные в разных условиях. Оптимистически настраивает тот факт, что по результатам наших работ [10, 14] и материалов других авторов [5, 16] прогрессивный этап метаморфизма протекает без существенных изменений состава пород. Коренное преобразование его начинается только при переходе к процессу гранитизации. Следовательно, задача сводится к выявлению геохимических особенностей осадочно-вулканогенных формаций и их серий, характерных для разных геодинамических обстановок дометаморфического этапа.

Для геохимической типизации метаморфических комплексов необходимо, прежде всего, на основе высококачественного формационного анализа и геохимических характеристик фациальных разновидностей пород выявить геохимические особенности осадочно-вулканогенных формаций современных геодинамических обстановок и их вероятные изменения при эволюции геологических процессов во времени. Они послужат в качестве эталонов при создании критериев для геохимической типизации метаморфизованных древних толщ. К сожалению, литологи тоже ставят первоочередной задачей будущего выявление геохимических закономерностей осадконакопления и породообразования в различных обстановках континентов и океанов [18].

Создание таких эталонов должно идти одновременно и для осадочных толщ, и для метаморфизованных их аналогов. Первый этап — это сравнение геохимического облика одноименных пород (пелитов, песчаников, известняков, эфузивов), формирующихся в окраинных морях, на континентальных склонах активных и пассивных окраин, склонах островных дуг и абиссальных равнинах. Для магматических пород такая работа уже в большой мере проделана: показаны четкие различия базальтов океанических и континентальных рифтов, островов и островных дуг [2, 6]. Выявление и геохимическая типизация метаэфузивов возможны уже сейчас. Но соответствующих геохимических характеристик сопутствующих им осадков пока очень мало [7, 8], а для единых литологических профилей почти нет [1]. Задача создания геохимических эталонов разных обстановок не ставилась [20].

Тем не менее теоретически должны существовать различия в содержаниях редких элементов в одноименных гранулометрических фациях разных геодинамических обстановок и соответственно их метаморфизо-

Таблица 1

Средние составы метаморфических пород Байкальской горной страны

Компонент	Патомская серия			Хамардабанская серия		
	с	п	д	ус	уп	уа
SiO ₂	62,7	61,5	49,0	61,5	61,5	56,5
TiO ₂	1,2	0,90	0,90	1,05	0,95	0,85
Al ₂ O ₃	18,6	14,5	15,5	20,5	14,5	12,45
FeO	7,53	7,48	12,1	7,51	7,54	7,1
MgO	1,83	4,05	7,34	2,52	4,08	6,12
CaO	0,52	4,50	10,3	0,82	4,53	10,23
Na ₂ O	0,85	2,40	3,20	2,52	3,54	2,52
K ₂ O	3,25	1,20	0,16	3,55	2,23	0,30
Li	45	35	22	70	40	8
Rb	108	30	3,5	100	50	6
Ba	860	400	35	700	750	300
Sr	160	220	150	150	280	380
Pb	21	10	8	10	12	12
Sn	6	2,5	3,3	2,5	2	4
PЗЭ	185	155	110	245	180	160
Zn	65	32	110	280	150	150
Co	6	15	50	15	28	24
Ni	35	70	170	50	230	250
Cr	165	180	165	130	580	600
V	220	170	270	150	120	115

Примечание. Приведены средние составы пород одной пачки для всего интервала метаморфизма, петrogenные элементы — в %, редкие — в г/т. Обозначения: с, ус — метапелиты, п — туфопесчаники, уп — метаграувакки, д — метадиабазы, уа — матаалевролиты.

ванных аналогах. Не имея примеров из рядов современных фаций, остановимся на сравнении малокальциевых метапелитов, метаграувакк и основных пород и продуктов их разрушения (петрохимически близких пар) [10, 14] из патомской и хамардабанской серий (табл. 1). Это ритмично-флишоидные толщи близкого возраста. Осадконакопление патомской серии датируется по палеонтологическим находкам верхним рифеем [4], в хамардабанской серии по соотношению изотопов стронция в карбонатах оно не древнее 850 млн лет [11]. Возраст метаморфизма патомской серии по данным K — Ar и U — Pb методов колеблется от 450 до 700 млн лет [14], а хамардабанской серии — от 565 до 720 млн лет (Rb — Sr метод) [11]. Тип метаморфизма разный — дистен-силлиманитовый на Патоме и андалузит-силлиманитовый в Хамар-Дабане. В обеих сериях практически отсутствуют эффузивы, но в составе терригенной хамардабанской толщи гораздо большую роль играл обломочный материал основных пород, что обусловило более высокие содержания Co, Ni, Cr, Zn в метаграувакках и матаалевролитах. Для всех пород патомской серии характерны повышенные концентрации ванадия, а для ряда карбонатных горизонтов — необычно высокие содержания Sr [14]. По остальным редким элементам разница незначительна, что объясняется сравнением близких по петрохимии пород.

Эти геохимические различия не случайны. Они свидетельствуют о разном структурном положении бассейнов седиментации, климатическом и динамическом режиме осадконакопления и разных источниках сноса, т. е. несут генетическую информацию.

Разрезы толщ в целом различаются более существенно как по набору пород, так и по их количественным соотношениям. Полный разрез мамской и патомской серий отличается высокой зрелостью осадков в нижних его частях: переотложенные коры выветривания, кварцевые и арко-

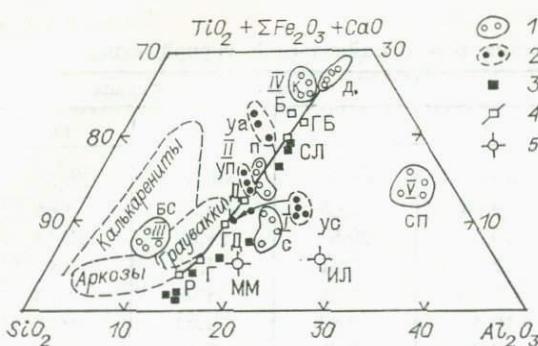


Рис. 1. Диаграмма Де ля Роша для реставрации исходной природы метаморфических пород.

1 — патомская серия: с — метапелиты, п — амфиболиты по туфопесчаникам, к — мрамор, д — метадиабазы, бс — метааркозы, сп — пурпурольские сланцы [16]; 2 — хамардабанская серия: ус — метапелиты, уа — метаалевролиты, уп — метаграувакки; 3 — чуйская серия: плагио- и калишпатовые мигматиты; 4 — тренд главных типов магматических пород: Б — базальты, ГБ — габброГабброБазальты, СП — спилиты, Д — диориты, ГД — гранодиориты, Г — граниты, Р — риолиты; I — пелиты, II — алевролиты и субграувакки, III — песчаники, IV — известняки, V — латериты; 5 — стандартные составы: ММ — монтмориллонит, ИЛ — иллит.

зовые метапесчаники, кварциты. Вулканогенный материал составляет малую долю (медвежевская свита метабазальтов в низах разреза и туфогенные песчаники в верхах). Наиболее полная петрохимическая характеристика терригенной части разреза дана В. Н. Подковыровым [15], геохимическая — в наших работах [14]. Основу разреза хамардабанской серии представляют метапелиты — метаграувакки — метаалевролиты меньшей степени зрелости с редкими прослоями мергелей и углистых известняков. Разная степень зрелости двух серий четко видна на диаграмме Де ля Роша (рис. 1).

Самый сложный и трудоемкий этап — создание геохимических образов формаций или метаморфических комплексов в целом. С одной стороны, слишком мал и отрывочен аналитический материал по редкоэлементному составу разрезов толщ, с другой — технику решения этой задачи предстоит еще разработать, что трудно сделать без эталонных данных по осадочным сериям.

Выше проведено сравнение двух комплексов пород, геохимические характеристики которых хотя бы частично известны. По характеру разрезов и мощности толщ их можно сопоставить с современными линзами осадков пассивных континентальных окраин (мамская и патомская серии) и с осадочной толщей, сформировавшейся в условиях более расщепленного рельефа дна окраинного моря, где большую роль играли незрелые продукты разрушения пород океанической коры (хамардабанская серия).

По аналогии с современными активными зонами Земли можно, по крайней мере качественно, представить те особенности геохимии, которые могут быть индикаторами этих обстановок в древних метаморфических комплексах. В отличие от рассмотренных терригенно-карбонатных толщ, в целом богатых Al, Ca, K, Li, Rb, Ba, V, B, C, реликты океанической коры, включая и магматические, и осадочные породы, и продукты ее разрушения должны быть обогащены Co, Ni, Cr, Mn. Осадочно-вулканогенные толщи, сформировавшиеся в островодужной обстановке, будут характеризоваться повышенными содержаниями Na относительно других терригенно-вулканогенных толщ, но пониженными концентрациями редких элементов. На склонах активных континентальных окраин в условиях более расщепленного рельефа и интенсивной тектоники в осадках низкой степени зрелости должна быть повышена роль обломочного материала как известково-щелочных, так и субщелочных магматитов с увеличением роли РЭЭ, Zr, Nb, Be, Sn и W. Степень значимости этих различий предстоит еще установить.

При изучении геохимии метаморфизма низких, умеренных и повышенных давлений в разных типах структур удалось выявить взаимосвязь типа метаморфизма с исходным составом толщ, их тектоническим развитием и реологическими свойствами пород [10]. Особую роль при метаморфизме играет флюидный режим: скорость реакций дегидратации зависит от интенсивности теплового потока, общего давления и динами-

ки удаления летучих, связанной, в свою очередь, с проницаемостью толщи. Разное исходное содержание летучих в толщах, наличие или отсутствие слабопроницаемых экранов, вместе с попаданием пород при складчатости и метаморфизме в разную тектоническую обстановку (сжатие, растяжение, подошва или кровля аллохтона или автохтона при надвигах), создают наряду с разным $P_{\text{общ}}$ различное соотношение давления нагрузки и флюида [3, 13] в момент пика метаморфизма с выравниванием их к завершению реакций минералообразования и достижению системой состояния равновесия. Выравнивание происходит вследствие расширения полей устойчивости водосодержащих минералов и образования более плотных безводных фаз при $P_{\text{ФЛ}} > P_{\text{нагр}}$ и сужения их при обратном соотношении, что фиксируется как разные типы метаморфизма.

В мощных терригенно-карбонатных толщах с большим количеством глинистых экранов при высоких исходных количествах H_2O и CO_2 в результате складчатости и быстрого прогрева развивается высокое флюидное давление (вследствие слабой проницаемости толщи). Оно релаксируется в результате формирования минералов повышенной плотности и расширения полей устойчивости гидроксилсодержащих минералов и карбонатов. Здесь, как правило, развивается метаморфизм дистен-силлиманитовой фациальной серии. В тех обстановках, где большую роль играют псаммитовая и вулканогенная составляющие, исходно более бедные летучими, флюидный режим метаморфизма будет иным: большая проницаемость толщи обеспечивает удаление воды и углекислоты и снижение флюидного давления до литостатического и ниже. Только в высокотемпературных зонах хамардабанской серии состав центральных частей зерен гранатов свидетельствует о более высоких, чем литостатическое, давлениях в начале их роста. В этих формациях развиваются андалузит-силлиманитовые серии низких и умеренных давлений.

Поскольку складчатый пояс, как правило, представляет собой «скучивание» геологических формаций, образовавшихся в разных обстановках, в нем должны проявиться различные типы метаморфизма. Это обусловлено разницей в геохимическом типе формаций, тектонических напряжений, тепловых потоков и соответственно разным флюидным режимом метаморфизма, что отразится как на минералообразовании прогressive этапа, так и на последующих процессах гранитизации и рудообразования.

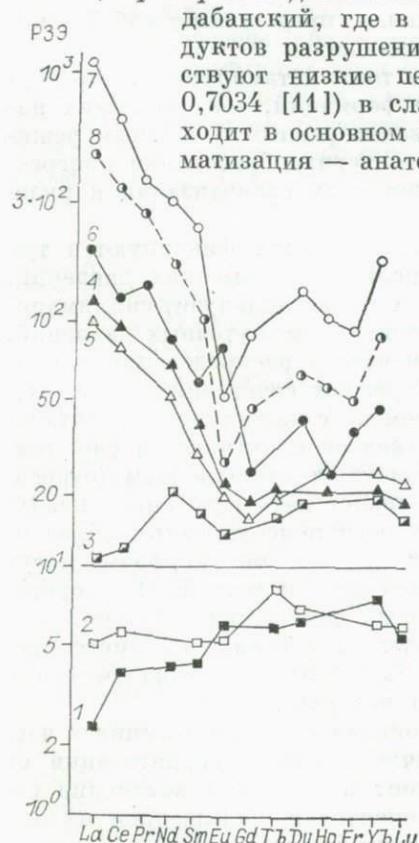
Так, например, в современных островных дугах фиксируются три типа метаморфических поясов: глаукофансланцевые высоких давлений, связываемые обычно с зонами субдукции, а также андалузит-силлиманитовые низких и дистен-силлиманитовые серии промежуточных давлений. Расположение последних зависит от конкретного распределения напряжений и типов формаций в теле дуги. В разных сочетаниях пары этих метаморфических поясов смешаются во времени с нарастанием фронтальной части дуги [12]. Соседство зон вулканической активности (зон растяжения) и прогибов с терригенно-карбонатным выполнением (относительного сжатия в момент складчатости) может дать сочетание андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового поясов. Таким образом, даже в пределах узких зон островных дуг условия метаморфизма могут существенно меняться от одной структурной зоны к другой. Но теоретически островодужный дистен-силлиманитовый пояс (типа Уназуки) должен геохимически отличаться от развивающегося в осадочной линзе пассивных континентальных окраин (типа Датчес-Каунти Аппалачей или Мамско-Бодайбинского пояса Патомского нагорья).

В условиях амфиболитовой фации проявляются мигматизация и частичное плавление пород. Глубокое отличие процесса гранитизации от прогressive этапа метаморфизма состоит в коренном изменении состава пород с выносом мafических компонентов и обогащением их щелочами и кремнием. Но и процесс гранитизации протекает по-разному

в разных геодинамических обстановках и, соответственно, в различных типах метаморфических комплексов, причем геохимическое разнообразие мигматитовых комплексов тоже больше числа выделенных типов метаморфизма: от изохимических частичных выплавок до полного преобразования всех пород толщи. Причинами такого разнообразия является унаследование особенностей состава субстрата и флюидного режима прогрессивного этапа метаморфизма, а вследствие этого,— образование при ультраметаморфизме гранитов с разной геохимической характеристикой и различными потенциальными возможностями к рудообразованию.

При геохимическом изучении гранитизации в ряде структур складчатого обрамления Сибирской платформы выявилось возрастание роли ювелирного вещества и, соответственно, метасоматоза в процессе гранитизации при переходе от метаморфических комплексов повышенных к комплексам умеренных и низких давлений. В фациальных сериях дистен-силлиманитового типа, где пик метаморфизма характеризуется высоким давлением флюида, ювелирные растворы в толще не проникают и гранитизация идет полностью за счет вещества и растворов толщи. $P_{\text{фл}}$ снижается путем поглощения воды анатектическими расплавами. Они кристаллизуются в виде пегматоидных мигматитов, гранитов и пегматитов. Отделяющаяся при кристаллизации вода производит массовый гидролиз полевых шпатов, гранитов и пегматитов, что является причиной мусковитоносности подобных поясов в целом. Редкоэлементный состав пегматоидных гранитов отражает все особенности состава толщи, выделяясь высокими содержаниями барофильтральных элементов — Ba и Sr (табл. 2).

В структурах с корой переходного типа могут, как показано выше, сложиться разнообразные условия и метаморфизма и гранитизации. Возможно, примером подобных мигматитовых комплексов является хамар-



дабанский, где в терригенной толще велико значение продуктов разрушения океанических пород, о чем свидетельствуют низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7026 — 0,7034 [11]) в сланцах. Здесь гранитизация тоже происходит в основном за счет внутренних ресурсов толщи, мигматизация — анатектическая, а образующиеся граниты и зональный пегматитовый пояс полностью отражают редкоэлементный состав толщи. Его особенности усугубляются в процессе дифференциации анатектических расплавов с обеднением в соответствии с низкими давлениями Ba и Sr и обогащением Li, Sn и В (см. табл. 2). Постепенно увеличивается и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — до 0,705 в гранитах и 0,7065 в пегматитах.

Активные континентальные окраины также сложны в структурном плане: здесь существуют зоны сжатия (например францисканская серия, Калифорния) и растяжения — области проявления субщелочного вулка-

Рис. 2. Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных по хондриту.
 1 — амфиболиты юрундуканской серии; 2 — плагиомигматиты и 3 — граниты по ним; 4 — метаполиты хамардабанской серии и 5 — калишпатовые мигматиты по ним; 6 — биотит-амфиболовые плагиомигматиты; 7 — калишпатовые мигматиты и 8 — граниты чуйской серии.

Таблица 2

Сравнение состава ультраметаморфических гранитоидов (Г) из мигматитовых комплексов разных по давлению фациальных метаморфических серий и материнских гнейсов (ГН)

Компонент	Патомская и мамская серии		Хамар-Дабан		Чуйская серия			Акиткан	Нюрунду-канская серия		Геохимические типы гранитоидов [9]					
	ГН[16]	Г[10]	ГН	Г	ГН	Г ₁	Г ₂		Д	А	ПГ	1	2	3	4	5
Al	9,40	8,42	8,75	8,20	8,32	6,86	6,55	7,33	8,48	6,60	—	—	—	—	—	—
Na	1,87	3,19	1,72	2,63	2,52	2,42	2,39	2,36	2,88	3,56	2,3	2,5	3,4	3,3	3,4	—
K	2,96	3,23	2,30	3,47	3,03	4,08	4,50	4,16	0,24	0,18	4,6	2,9	3,8	3,8	0,3	—
F	0,06	0,04	0,07	0,04	0,06	0,04	0,08	0,10	0,03	0,05	0,02	0,06	0,09	0,08	0,045	—
H ₂ O	2,10	0,53	1,50	0,74	1,02	0,47	0,31	0,41	1,04	0,33	—	—	—	—	—	—
Li	63	27	77	105	14	18	3	10	19	16	11	45	52	43	4,7	—
Rb	126	118	98	108	87	192	366	225	25	22	140	160	270	140	2,6	—
Ba	860	5500	785	400	1665	700	390	1150	150	100	2800	740	500	40	57	—
Sr	551	820	212	60	440	110	31	108	300	220	280	400	170	14	139	—
Pb	12	24	11	17	11	18	40	63	1	15	14	20	30	16	2,8	—
Sn	1	2	2	4	2	3	10	10	1,2	3	2,8	9	5,7	5,3	2,7	—
Be	1,6	1,3	1,7	4	2,4	2,4	5,3	6	0,8	1,5	0,6	2,8	4,8	4,1	0,5	—
PЗЭ	156	48	178	55	117	171	575	525	10	37	169	480	—	347	2	—
Zr	188	H. o	222	65	127	53	683	955	H. o	H. o	90	190	—	3820	89	—
Hf	0,5	»	7,3	2,9	4,5	2,6	19,8	11,6	0,5	2,1	—	—	—	80	3	—
Nb	9,9	»	12,6	18,4	5,8	4,6	93	48	—	—	—	—	—	75	2,4	—
Ta	0,8	»	1,4	2	—	—	3,5	1,7	0,2	0,1	—	—	—	7,4	0,4	—

П р и м е ч а н и е. Г₁ — продукты известково-щелочной гранитизации на севере Чуйского поднятия; Г₂ — субщелочные граниты (щелочная гранитизация на юге Чуйского поднятия); Д — дадцитовые порфирь; А — амфиболиты, ПГ — плагиограниты; 1 — ультраметаморфические граниты; 2 — палингенные известково-щелочные; 3 — редкометалльно-щелочные; 4 — агпайтовые щелочные; 5 — плагиограниты толеитового ряда. Н. о. — не определялись, прочерк — нет данных. Al, Na, K, F, H₂O — в %, остальные — в г/т. Анализы выполнены в химико-аналитической и оптического спектрального анализа лабораториях Института геохимии СО АН СССР.

низма. В последних зрелая континентальная плита нижнего структурного этажа испытывает повторный метаморфизм и гранитизацию в условиях низкого давления, высокого теплопотока и привноса ювелирных растворов. Палеоаналогом такой обстановки, по-видимому, является чуйское поднятие — нижний структурный ярус по отношению к Байкальскому вулканоплутоническому поясу (акитанская серия). В чуйской толще, уже метаморфизованной в условиях гранулитовой фации [14], собственных летучих очень мало, и повторный метаморфизм и гранитизация осуществляются метасоматическим путем при поступлении растворов вдоль крупных тектонических нарушений. Их геохимические особенности в большой мере определяются составом растворов. При изучении таких мигматитовых комплексов фиксируется значительный масштаб привноса и выноса вещества либо корового происхождения (с формированием известково-щелочных гранитов и керамических пегматитов, Чуйское поднятие), либо с участием мантийных компонентов (с развитием субщелочных гранитоидов и редкометалльно-редкоземельных пегматитов, обогащенных Nb, Ta, РЗЭ, Zr, Be, Sn, Кутимская глыба) (см. табл. 2). В данном случае это уникальный пример, когда эрозией вскрыты и нижний ярус, где под влиянием мантийных флюидов происходят подготовка и выплавление субщелочных расплавов, и разрез самого вулканоплутонического пояса, геохимическая характеристика пород которого идентична мигматитам и гранитам Абчады.

Гранитизация в метаморфических поясах, образовавшихся в линзах и чешуях коры океанического типа (офиолитовые комплексы с глубоко-водными осадками) или в толщах эфузивно-осадочных островодужного типа (с большим количеством основных эфузивов), изучена пока только петрологически. Это преимущественно плагиограниты и плагиомигмати-

ты. Согласно первым результатам наших исследований в нюорундуканской серии (Байкало-Муйский пояс Северного Прибайкалья), здесь налицо огромное влияние состава исходной толщи. Редкоэлементный спектр плагиогранитов и мигматитов отражает все нюансы состава амфиболитов. Но при надвигании основных покровов на гранитизированные толщи типа чуйской для первых на поздних этапах характерна калишпатизация катализированных плагиогранитов и появление калиевых гранитов переплавленного основания покрова.

Таким образом, единого геохимического типа ультраметаморфических гранитов быть не может. При гранитообразовании в разных геохимических типах метаморфических поясов формируются, по существу, гранитоиды большинства выделенных Л. В. Таусоном [17] геохимических типов (см. табл. 2). Для интрузивных гранитоидов верхних структурных ярусов соответствующие разности ультраметаморфических гранитоидов являются, по-видимому, материнскими, а метаморфические комплексы — областями зарождения гранитоидных магм. Особенно наглядно различия ультраметаморфических гранитоидов разных комплексов и их сходство с субстратом видны при сравнении спектров редкоземельных элементов в метаморфитах, мигматитах и гранитах (рис. 2). Аналогичные закономерности выявлены З. И. Петровой для архейских ультраметаморфических гранитов (см. наст. сб.).

Цель данной работы — показать, с одной стороны, назревшую необходимость и принципиальную возможность геохимической типизации осадочно-вулканогенных толщ, метаморфических и мигматитовых комплексов, с другой — сложность объектов, их слабую изученность и глубокий генетический смысл увязки геохимического и петрологического изучения с геодинамикой заложения и развития геологических структур.

Такой комплексный подход к изучению процессов метаморфизма и гранитизации с углублением в геохимию летучих и редких элементов может дать много генетической информации. Поскольку существует зависимость между типом метаморфизма, гранитизации и особенностями исходного состава в целом, размерность подразделений при геохимической типизации должна соответствовать метаморфическому комплексу (формации или ряду формаций) с более детальным разделением комплексов по особенностям петрохимического и редкоэлементного состава толщ, разных структурных обстановок, а также состава их флюидной фазы. Для решения этой проблемы необходима широкая постановка работ по систематическому геохимическому изучению осадочно-вулканогенных и метаморфических комплексов для создания соответствующих геохимических эталонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н. Геохимические индикаторы условий осадкообразования. — Душанбе, 1978. — 64 с. — Деп. ВИНИТИ, № 2482—78.
2. Альмухамедов А. И., Матвеенков В. В., Кашинцев Г. Л. Редкие элементы в толеитовых базальтах осевой зоны Красного моря // Докл. АН СССР. — 1982. — Т. 265, № 3. — С. 717—720.
3. Добрецов Н. Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблеме францисканской толщи в Калифорнии // Геология и геофизика. — 1978. — № 11. — С. 7—13.
4. Дольник Г. А., Воронцова Г. А. О возрасте отложений Бодайбинского синклиниория // Докл. АН СССР. — 1975. — Т. 220, № 1. — С. 163—166.
5. Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н., Самодуров Л. К. Геохимический режим прогрессивного регионального метаморфизма и связанного с ним рудообразования // Метаморфотенное рудообразование: Тез. докл. 4-го Всесоюз. симпоз. по метаморфизму, 1979.— Апатиты, 1979.— С. 16.
6. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 199 с.
7. Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации. — М.: Наука, 1978.— 392 с.
8. Литология и геохимия осадков Тихого осадка (трансокеанский профиль) // Тр. ин-та ГИН. — М.: Наука, 1979.— Вып. 334.— 263 с.

9. Макагон В. М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 205 с.
10. Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 199 с.
11. Макрыгина В. А., Сандимирова Г. П., Николаев В. М., Плюснин Г. С. Возраст метаморфических пород хамардабанского комплекса (ЮЗ Прибайкалья) // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл.— М.: ГЕОХИ, 1985.— С. 47—48.
12. Маракушиев А. А. Метаморфизм в связи с образованием островных дуг // Магматизм и метаморфизм как индикаторы режима островных дуг.— М.: Наука, 1982.— С. 20—28.
13. Нагайцев Ю. В. Негидростатическое, гидростатическое и флюидное давление при метаморфизме // Термодинамический режим метаморфизма.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976.— С. 59—68.
14. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 342 с.
15. Петрохимия осадочных и осадочно-вулканогенных формаций докембрия.— М.: Наука, 1983.— 256 с.
16. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Лобач-Жученко С. Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм // Геохимия.— 1977.— № 3.— С. 163—186.
17. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
18. Тимофеев П. П. Роль литологии в развитии геологической науки // Будущее геологической науки.— М.: Наука, 1985.— С. 17—25.
19. Флюидный режим метаморфизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 193 с.
20. Юдович Я. Э. Введение в геохимическую диагностику фаций.— Сыктывкар, 1975.—116 с.— Деп. ВИНТИ. № 296—76.

ГЕОХИМИЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Викт. Л. Барсуков, М. В. Борисов

ФОРМИРОВАНИЕ «ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ОРЕОЛОВ» И РУДНЫХ ТЕЛ ПРИ АВТОСМЕШЕНИИ ГИДРОТЕРМ

На рубеже 40-х — 50-х гг. Л. В. Таусоном были начаты новаторские работы по геохимии рудных элементов в гранитоидах — анализ распределения этих элементов по твердым фазам породы и изучение форм их нахождения в каждом минерале и в породе в целом. Эти работы быстро привели его к важнейшим открытиям, составляющим сегодня всеми признанную главу геохимии.

Самое принципиальное, на наш взгляд, открытие — доказанная Л. В. Таусоном общая закономерность: «Для рудных элементов (свинец, цинк, молибден, уран, олово и др.) характерна множественность форм нахождения» в породе [5, с. 5]. По Л. В. Таусону, какая-то доля любого из рудных элементов образует выделения собственных минералов, другая доля изоморфно входит в прочие акцессории или в породообразующие минералы, а доля, и нередко значительная, находится в породе в форме, вероятно, молекулярного или атомарного рассеяния и, во всяком случае, кристаллохимически не связана в решетках главных минералов пород.

Но для теории рудообразования особо ценно другое открытие Л. В. Таусона, логически вытекающее из первого: «Нахождение рудных элементов в виде форм, кристаллохимически независимых от петрогенных и акцессорных элементов, облегчает их вынос из пород при постмагматических процессах, и именно это дает им больше возможностей для миграции по сравнению с другими редкими элементами» [5, с. 25—26]. Л. В. Таусон особо подчеркивает высокую подвижность таких, как он условно называл их, «свободных форм» металлов породы при воздействии на нее «специфических, иногда химически очень слабых * растворов» [6, с. 218]. И доказывает это: растворителями, «не разрушающими решеток породообразующих минералов» [5, с. 10], из гранитоидов выщелачивается от 30 до 50% Pb, от 20 до 80% U и значительные доли других металлов [5, 6]. Лев Владимирович говорит «о концентрированном отложении по трещинам тех компонентов, которые были выщелочены из больших объемов боковых пород» [5, с. 26], о важном значении «вещества, поданного в месторождение за счет выноса рудных элементов из нижележащих вмещающих пород» [6, с. 215].

В литературе описано немало примеров осаждения в рудных телах ряда элементов, явно извлекаемых при рудообразовании из вмещающих пород. Особенно богатая информация об этом стала поступать в последние годы, когда повышение чувствительности и экспрессивности аналитических методов позволило открыть и картировать для практических целей так называемые отрицательные ореолы — широкие, иногда многосотметровые, зоны (объемы) с заметно пониженным против фонового со-

* Здесь и далее в цитатах разрядка наша.— Авт.

Рис. 1. Разрез условного месторождения и гидродинамические особенности формирующего его восходящего потока гидротерм.

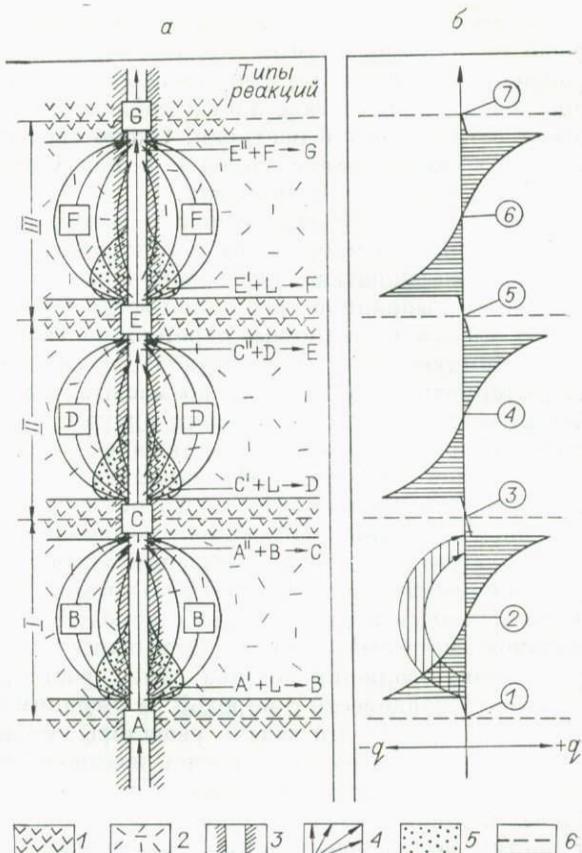
a — структура потока, типы вызываемых им реакций, изменения (A — G) состава растворов (L — липарит); 1 — малопроницаемые лавы лицарита; 2 — высокопроницаемые туфы липарита; 3 — трещинная зона; 4 — линии тока растворов; 5 — разрастающиеся ореолы кислотного выщелачивания пород; 6 — границы между ритмами автосмещения гидротерм, б — эпюра удельного перетока растворов из трещинной зоны в поровое пространство пород ($-q$) и из него в трещинную зону ($+q$); по условию на уровнях 2, 4 и 6 в трещинной зоне движется вдвое меньшая масса растворов, чем на уровнях 1, 3, 5 и 7 (другая половина этой массы просачивается на уровнях 2, 4 и 6 через поры пород); для нижнего ритма вертикальной штриховой изображена полоса, по которой фильтруется в породе $> 50\%$ массы растекающихся растворов.

держанием элементов в породах, окаймляющие («подстилающие») рудные тела или месторождения в целом.

Таким образом, в том, что реально происходит извлечение металлов из горных пород и что эти металлы действительно отлагаются в рудных телах, сомнений как будто бы не остается. Но, как отмечает Л. В. Таусон [5, 6], для того, чтобы связать эти два очевидных факта в единую концепцию рудообразования, пока недостает существенного звена — остаются неясными причина и механизм центростремительного движения металлов из больших объемов пород, «сфокусированного» в ничтожно малые по сравнению с ними объемы рудных тел (часто — в точки, по масштабам земной коры) и концентрированного осаждения именно там.

Сейчас найден эффективный механизм растворообмена между трещинными каналами и пористой вмещающей средой [4] — механизм автосмещения гидротерм. Это гидродинамическое явление, свойственное каждому гидротермальному потоку, обеспечивает ритмичное чередование (по направлению движения потока) участков или уровней растекания («выжимания») части растворов в стороны от трещинного канала, часто за сотни метров от него, с участками или уровнями стягивания («возврата») растворов из порового пространства пород и смешения их с растворами, продолжавшими движение по каналу. Моделированием на ЭВМ геохимических следствий автосмещения гидротерм [1—3] установлена важная роль этого явления в формировании ореолов окологильного изменения пород и в концентрированном осаждении жильного груза на гидродинамических барьерах. Опыт такого моделирования позволяет исследовать на ЭВМ систему, включающую в себя и рудные элементы пород, — мы выбрали из них уран и свинец.

Эта система рассматривается здесь на схематизированном примере жильного месторождения, являющегося по условиям образования типичным представителем U — Mo — Pb — Zn — Sb — Hg — и других низко- и среднетемпературных рудных формаций. Выбранный для моделирования разрез месторождения изображен на рис. 1. Вмещающие породы



его — слоистая толща липаритов, в которой чередуются горизонты хорошо проницаемых туфов и слабопроницаемых лав. Представлено месторождение серией жил, формировавшихся на отрезках вертикальной трещинной зоны. В составе жил преобладает кальцит, из рудных минералов в них есть галенит и настуртан. Около трещинной зоны происходило кислотное выпщелачивание пород — в низах месторождения аргиллизация, выше серпентизация липарита.

Месторождение образуется в изотермических условиях (150°C) при давлении насыщенного пара стационарным потоком кислых хлоридно-карбонатных растворов. При неизменной фильтрационной проводимости выбранной трещинной зоны пересечение ею разнопроницаемых пород вызывало ритмичные перетоки растворов из нее в породы и из пород в трещинную зону, самоорганизацию в структуре восходящего потока гидротерм трех одинаковых по масштабу ритмов автосмешения. Примем, что в нижней половине каждого ритма поток гидротерм все время разделялся на равновеликие составляющие — трещинную и поровую, которые в пропорции 1 : 1 вновь объединялись в сосредоточенный трещинный поток в верхней половине каждого ритма (см. рис. 1).

Моделирование массообмена, вызываемого автосмешением гидротерм, предполагает поочередное решение задач двоякого рода. Одни — расчет реакций между липаритом и фильтрующимися через него от трещинной зоны порциями неравновесных с породой растворов A, C и E (см. рис. 1): колонок метасоматического изменения липарита под действием этих растворов, эволюции состава самих растворов до «отработанных», приведших в равновесие с породой за внешним фронтом метасоматитов, растворов B, D и F; эти задачи решались методом «проточного ступенчатого реактора» [1]. Другие — расчет взаимодействий трещинных и поровых составляющих гидротермального потока (A + B, C + D, E + F): состава, количества осаждающихся в полости трещин твердых фаз, характеристик получающихся при этом новых растворов [2]. Такие расчеты на EC-1040 равновесий в 14-компонентной гетерофазной системе (H—O—K—Na—Ca—Mg—Fe—Al—Si—C—Cl—U—Pb—S) по программе GIBBS [7] служат основой для построения общей модели формирования месторождения. Источники термодинамических данных указаны в работе [1] *.

Состав туфов и лав липарита взят в модели одинаковым (мас. %): SiO_2 — 70,5; Al_2O_3 — 13,75; Fe_2O_3 — 3,1; FeO — 1,07; MgO — 0,42; CaO — 0,58; K_2O — 7,86; Na_2O — 2,1; H_2O — 0,165; туфы и лавы содержат клярковые количества урана ($5 \cdot 10^{-4}\%$) и свинца ($2 \cdot 10^{-3}\%$).

«Соловой фон» растворов задан исходя из данных о составе низко- и среднетемпературных гидротерм: H_2CO_3 — 1,0 **; NaCl — 0,4; CaCl_2 — 0,1; KCl — 0,01; H_2S — 0,01. Однако мы полагаем, что в пределы месторождения не мог поступать раствор, не реагировавший до этого с липаритом.

* 69 частиц водного раствора: H^+ , OH^- , K^+ , KOH^0 , KClO_3^0 , KCO_3^- , Na^+ , NaOH^0 , NaClO^0 , NaHCO_3^0 , NaCO_3^- , NaSO_4^- , Ca^{2+} , CaOH^+ , CaCl^+ , CaHCO_3^0 , CaCO_3^0 , CaSO_4^0 , Mg^{2+} , MgOH^+ , MgCl^+ , MgHCO_3^+ , MgCO_3^0 , MgSO_4^0 , Al(OH)^{2+} , Al(OH)_2^0 , Al(OH)_3^0 , Al(OH)_4^- , AlCl^{2+} , H_4SiO_4^0 , H_3SiO_4^0 , $\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-}$, FeOH^+ , Fe(OH)_2^0 , Fe(OH)_3^0 , Fe(OH)_4^- , FeCl^+ , FeCl^{2+} , Cl^- , H_2CO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , H_2S^0 , HS^- , SO_4^{2-} , HSO_4^- , H_2^0 , O_2^0 , Pb^{2+} , PbOH^+ , PbCl^+ , PbCl_2^0 , PbCl_3^- , PbCl_4^{2-} , PbCO_3^0 , $\text{Pb(CO}_3)_2^{2-}$, UO_2^{2+} , $\text{UO}_2(\text{OH})^+$, $(\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2^{2+}$, $\text{UO}_2(\text{OH})_2^0$, $\text{UO}_2(\text{SO}_4)_2^{2-}$, UO_2SO_4^0 , UO_2CO_3^0 , $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, CH_4^0 ; 35 возможных твердых фаз: кварц, магнетит, гематит, диаспор, брусит, микроклин, мусковит, альбит, парагонит, аортит, волластонит, циозит, маргарит, эпидот, ферротремолит, tremolite, аннит, флогопит, каолинит, дафнит, клинохлор, тальк, хризотил, пренит, паргасит, рибекит, кальцит, сидерит, доломит, пирит, ангидрит, галенит, англезит, церуссит, уранинит (выделены минералы, образующиеся при расчетах).

** Здесь и далее концентрации компонентов раствора даны в моль/кг H_2O .

ритом хотя бы по стенкам трещинных каналов и не изменивший породы стенок до такого же кварц-каолинитового агрегата, каким сложены в I ритме автосмешения тыловые зоны аргиллизитов. Этот парагенезис получается при взаимодействии раствора названного выше солевого состава (нормированного на 1 кг H_2O) с 1 г породы. Равновесный с таким парагенезисом раствор А (табл. 1) мы принимаем исходным для модели и «ведем» его расчетами вверх по разрезу. Раствор А взят без упрощений — указанные в нем концентрации U и Pb обусловлены только растворением части кларков этих металлов из «навески» в 1 г липарита при процедуре уравновешивания состава исходного раствора с аргиллизитом, и они на много порядков ниже реальных для рудоносных гидротерм.

Итак, строим модель — прослеживаем события, происходящие на разных уровнях разреза при стационарном поступлении снизу по трещинной зоне потока исходного раствора А.

Над кровлей нижнего из лавовых горизонтов половина этого потока по условию растекается в стороны от трещинной зоны, реагирует с туфами и образует в них ореол инфильтрационных аргиллизитов, зональность которого изображена на рис. 2. Состав В, приобретаемый этой половиной растворов при выходе их за внешний фронт ореола, в первое пространство неизмененного липарита, приведен в табл. 1. В растворе В, равновесном с липаритом и имеющим щелочную реакцию *, стали иными концент-

Таблица 1

Раствор	Валовые концентрации компонентов в растворах модели						G
	A	B	C	D	E	F	
K	1,462 E-2	5,748 E-2	3,455 E-2	5,685 E-2	4,570 E-2	5,626 E-2	5,098 E-2
Na	4,007 E-1	3,532 E-1	2,269 E-1	3,500 E-1	2,885 E-1	3,475 E-1	3,480 E-1
Ca	1,001 E-1	3,351 E-4	3,337 E-5	3,385 E-5	5,042 E-5	3,445 E-5	9,336 E-4
Mg	4,000 E-4	1,420 E-5	5,560 E-5	1,433 E-5	3,347 E-5	1,460 E-5	2,253 E-5
Al	2,190 E-6	9,447 E-7	4,665 E-7	9,055 E-7	2,835 E-7	8,644 E-7	2,614 E-7
Si	2,292 E-3	2,322 E-3	2,271 E-3	2,251 E-3	2,227 E-3	2,180 E-3	2,172 E-3
Fe	5,043 E-8	6,669 E-8	4,611 E-10	6,486 E-8	2,317 E-10	6,265 E-8	1,453 E-10
CO ₂	1,000 E-0	1,423 E-1	5,394 E-1	1,085 E-1	3,423 E-1	1,043 E-1	2,067 E-1
Cl	3,100 E-1	3,100 E-1	3,100 E-1	3,100 E-1	3,400 E-1	3,000 E-1	3,100 E-1
S	8,940 E-3	3,754 E-4	4,624 E-3	2,298 E-4	2,390 E-4	5,763 E-4	1,449 E-3
B т. ч. S(II)	8,940 E-3	n E-32	4,520 E-3	n E-32	2,290 E-3	n E-32	1,140 E-3
Pb	5,490 E-9	7,290 E-6	8,807 E-5	7,059 E-5	2,254 E-4	6,818 E-5	4,373 E-4
U	7,653 E-13	7,603 E-6	4,057 E-12	7,489 E-6	5,082 E-13	6,698 E-6	5,359 E-13
pH	3,378	7,217	4,882	7,212	5,437	7,204	5,952

* Для 150°C водные растворы нейтральны при pH 5,8.

Приложение. Концентрации приведены в экспоненциальной форме: 1,462 E-2 — то же, что 1,462 · 10⁻².

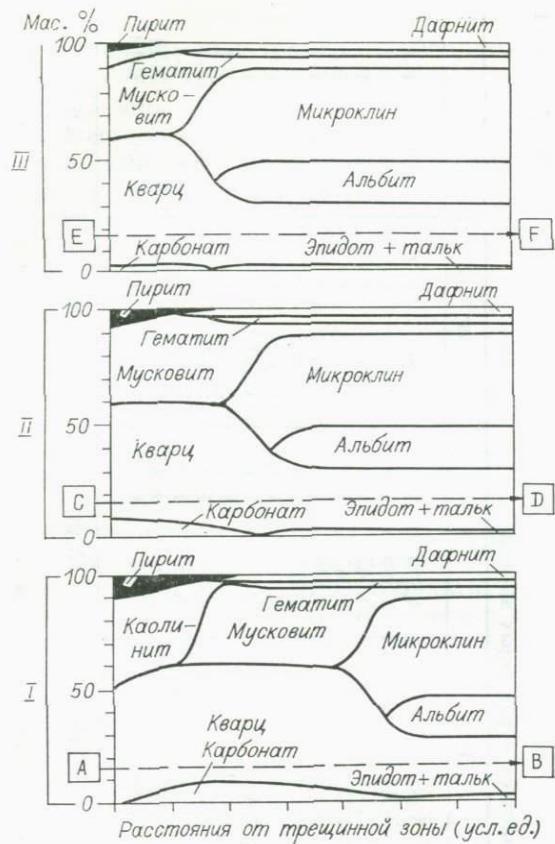


Рис. 2. Зональность инфильтрационных ореолов кислотного выщелачивания лишарита в трех (I—III) ритмах автосмешения гидротерм.

Штриховые стрелки — направление фильтрации через породу растворов А, С и Е, приобретающих по достижении равновесия с лишаритом составы В, Д и F.

ка гидротерм становится, таким образом, рудоносной только благодаря растворению его всего 1—5% кларковых количеств металлов лишарита.

В верхней половине I ритма эти поровые растворы возвращаются в трещинную зону и каждая порция их реагирует здесь с равновеликими порциями раствора А, продолжавшими в пределах ритма двигаться по трещинным каналам и сохранявшими в них свой исходный состав. Сколько бы ни длилось смещение в пропорции 1 : 1 растворов А и В, за счет него в трещинной зоне все время генерировался слабокислый раствор нового состава С (см. табл. 1) и осаждалось по 1,68 г минерального груза (в расчете на 1 кг Н₂O раствора С) — кальцита, галенита, настурита и др. (табл. 2). Концентрации U и Pb по сравнению с поровыми раствором В падают при смещении на 6 порядков, поэтому можно говорить о полном осаждении металлов, привносимых здесь в локальные объемы трещинных полостей, и о том, что за пределы ритма выходил стационарный поток снова безрудного раствора С.

Растекание половины этого потока в низах II ритма вызывало образование и разрастание ореолов серicitизации лишарита (см. рис. 2), изменение состава растекающихся растворов от С до D (см. табл. 1) и опять насыщение их ураном ($7,2 \cdot 10^{-6}$) и свинцом ($7,06 \cdot 10^{-5}$) в результате выщелачивания части металлов уже из других объемов пород, на других уровнях разреза. Смещение поровой D и трещинной С составляющих единого потока гидротерм в верхах II ритма непрерывно давало безрудный раствор Е (см. табл. 1) и на каждый 1 кг Н₂O этого раствора по 1,2 г твердых фаз (см. табл. 2).

В III ритме события повторялись — часть неравновесного со средой безрудного раствора Е все время растекалась из трещинной зоны, фор-

мации почти всех, кроме Cl, компонентов. В частности, примерно на порядок упали валовые концентрации CO₂ и S из-за «вывода» части их в осадок при образовании аргиллизитах кальцита и пириита. С границей пирит — гематит в колонке аргиллизитов совпадает почти полное окисление S(II) до S(VI) в растворах, изменяющихся от А до В. Концентрации U и Pb в растворах, фильтрующихся от трещинной зоны, постепенно возрастают и, когда растворы приобретают состав В, равновесный с лишаритом, достигают соответственно $7,6 \cdot 10^{-6}$ и $7,3 \cdot 10^{-5}$. Поровая составляющая пото-

Таблица 2

Соотношения (мас. %) и «удельный выход» (мг/кг H_2O растворов С, Е и Г) твердых фаз, отлагающихся в жилах выполнения при реакциях между трещинными и пороговыми составляющими гидротермального потока в ритмах автосмещения

Минерал	I A+B→C		II C+D→E		III E+F→G	
	%	мг	%	мг	%	мг
Кальцит	99,29	1671,5	99,02	1166,9	93,62	160,6
Галенит	0,52	8,7	0,72	8,4	4,75	8,1
Настиран	0,06	1,0	0,08	1,0	0,53	0,9
Кварц	0,12	2,0	0,17	2,0	1,07	1,8
Мусковит	0,01	0,2	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Пирит	Сл.	Сл.				
Σ	100,0	1683,4	100,0	1178,3	100,0	171,5

миривала вокруг нее ореолы серицитизации липарита и, выходя за эти ореолы, вновь обогащалась за счет пород ураном ($6,7 \cdot 10^{-6}$) и свинцом ($6,8 \cdot 10^{-5}$) и приобретала состав F (см. табл. 1). Смешение трещинных Е и пороговых F растворов в верхах ритма генерировало равновеликий исходному А стационарный поток конечного для модели раствора С, снова безрудного (см. табл. 1), и осадок жильного материала в трещинах (см. табл. 2).

Такова модель образования месторождения, полученная в наших расчетах. Разумеется, конкретные цифры — концентрации компонентов в растворах, соотношения минералов в метасоматитах и жильном выполнении, «удельные выходы» осадков и т. п. — относятся к условиям массообмена, принятым в данной модели, и будут меняться с изменением этих условий. Сравнивая несколько рассчитанных уже моделей, можно показать зависимость этих цифр от ряда переменных. Сейчас же хочется привлечь внимание читателя лишь к принципиальным тенденциям, к трендам поведения рудных элементов пород в гидротермальном процессе, которые вскрыты представленной моделью и могут, по нашему мнению, оказаться полезными в развитии идей Л. В. Таусона.

Во-первых, как и в опытах Л. В. Таусона, растворы модели, приходящие в равновесие с породой по петрогенным элементам и не разрушающие главные минералы ее, избирательно выщелачивают металлы, находящиеся в породе в кларковых содержаниях. Меру этой избирательности можно оценить, скажем, поделив отношения U и Pb к петрогенным элементам в равновесном с породой растворе В (индекс «р. В») на такие же отношения в самом липарите (индекс «л») — $U/K_{(p.B)} : U/K_{(l)} = \Delta U/K$; $Pb/K_{(p.B)} : Pb/K_{(l)} = \Delta Pb/K$ и т. д. Только $\Delta U/Na$ и $\Delta Pb/Na$ относительно близки к 1 (0,7 и 1,48 соответственно); $\Delta U/K$ и $\Delta Pb/K$ уже равны 10 и 21; $\Delta U/Ca$ и $\Delta Pb/Ca$, $\Delta U/Mg$ и $\Delta Pb/Mg$, $\Delta U/Si$ и $\Delta Pb/Si$ составляют $n \cdot 10^3$, а $\Delta U/Al$ и $\Delta Pb/Al$, $\Delta U/Fe$ и $\Delta Pb/Fe$ — по $n \cdot 10^6$. Сдвиг отношений в пользу рудных элементов и контрастность получающихся отрицательных ореолов U и Pb были бы еще резче, если бы нам удалось достичь в модели того масштаба выщелачивания металлов, о котором говорится в работах Л. В. Таусона; у нас в силу разных причин выщелачивание не превышает 1—5% от кларков U и Pb липарита. Но и этого оказалось достаточно для формирования рудных жил за счет металлов вмещающей среды.

Во-вторых, поток гидротермальных растворов из-за неизбежности ритмичного автосмещения в нем может многоократно насыщаться рудными элементами, извлекая их из вмещающей породы на разных отрезках своего пути, и многоократно же, полностью или частично, «освобождаться» от этих элементов на других, несравненно более огра-

ниченных отрезках пути. Это значит, как показывает модель, что гидротермальные рудообразующие системы могут работать в режиме самооподдержания или самовосстановления своей продуктивности.

В-третьих, благодаря многократному самовосстановлению продуктивности гидротерм, каждый литр их способен отложить в компактных рудных телах количества металлов, намного превышающие те, что считаются ныне реальными для природных растворов. Так, полагают, например, что ураноносные растворы содержат $10^{-6,5}$ моль/кг H_2O урана и, следовательно, 1 л такого раствора может образовать при 100%-м осаждении металла никак не более 0,08 мг настурана. В представленной модели каждый литр ($kg\ H_2O$) исходно без рудного раствора (без «ввода» металлов извне) трижды отлагал на своем пути по 1 мг настурана, т. е. почти в 40 раз больше. И это не предел — в зависимости от числа ритмов автосмещения, которое при формировании реальных месторождений может быть многократным, все тот же 1 л раствора способен продолжить отложение или, вернее, переотложение урана. Следовательно, для создания даже больших месторождений не так уж необходимы значительные объемы гидротерм, источник которых в рамках традиционных представлений о рудообразовании объяснить нелегко.

В-четвертых, главная масса растворов, растекающихся в каждом ритме автосмещения из трещинной зоны и возвращающихся в нее (см. рис. 1, б) фильтруется по криволинейным трассам, которые проходят нередко [4] в сотнях метров от этой зоны и охватывают большие объемы вмещающих пород. Надо думать, что и выщелачивание основных количеств металлов, так или иначе пропорциональное степени «промывания» пород, происходит именно на путях движения через них главной массы поровых растворов (поровой составляющей гидротермальных потоков), т. е. не рядом с трещинными каналами, что, безусловно, затрудняет изучение и картирование «отрицательных ореолов». Осаджение извлеченных металлов на локальных отрезках трещинных зон обусловлено особенностями гидродинамической структуры потоков трещинно-поровой фильтрации, в которых автосмещение обеспечивает встречу и реакции друг с другом главных масс химически отличных составляющих этих потоков именно на отрезках стягивания их в трещинные полости.

Нам представляется, что автосмещение гидротерм может, таким образом, служить связующим звеном между двумя составными частями развивающейся Л. В. Таусоном концепции гидротермального рудообразования — избирательным извлечением металлов из больших объемов пород без видимого изменения последних, с одной стороны, и «фокусировкой» переноса и отложения металлов в ограниченные объемы будущих рудных тел — с другой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков Викт. Л., Борисов М. В. Моделирование геохимических следствий автосмещения гидротермальных растворов. I. Массообмен на участках рассекания потока гидротерм // Геохимия.— 1982.— № 8.— С. 1108—1123.
2. Барсуков Викт. Л., Борисов М. В. Моделирование геохимических следствий автосмещения гидротермальных растворов. II. Массообмен на участках стягивания потока гидротерм // Там же.— № 9.— С. 1244—1255.
3. Барсуков Викт. Л., Борисов М. В. Моделирование геохимических следствий автосмещения гидротермальных растворов. III. Массообмен в системе из нескольких последовательных ритмов автосмещения // Там же.— № 11.— С. 1562—1579.
4. Барсуков Викт. Л., Пэк А. А. Роль «автосмещения» растворов в формировании гидротермальных жильных месторождений // Там же.— 1980.— № 12.— С. 1780—1796.

- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах: Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук.— М.: ГЕОХИ АН СССР.— 1960.— 30 с.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 231 с.
- Шваров Ю. В. Алгоритмы определения равновесного состава многокомпонентных гетерогенных систем // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М.: Изд-во МГУ, 1982.— 17 с.

B. D. Козлов

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ХАРАКТЕРА СВЯЗЕЙ МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Понятие связи магматизма и оруденения используется в современной геологической литературе все более широко. Казалось бы, возрастающая степень достоверности геологических знаний, обусловленная увеличивающейся детальностью геологических работ, приведет к значительной конкретизации представлений о связях магматизма и оруденения. Но этого не произошло. Напротив, трактовка этих представлений становится все более расплывчатой и неопределенной. Почти забыты и практически не применяются теоретические положения о необходимости различать при металлогенических построениях связи близкие генетические и отдаленные парагенетические.

Представления о парагенетических связях магматизма и оруденения базируются на вероятном причинном многообразии этих связей, проявляющихся вследствие этого достаточно незакономерно, что определяет ограниченную достоверность основанных на них прогнозов оруденения. История вопроса о парагенетических связях восходит к латераль-секреционной теории рудообразования, в которой рудоносность гидротерм связывалась с заимствованием ими рудных компонентов из вмещающих горных пород, а магматизму отводилась роль энергетического (теплового) возбудителя гидротермального процесса. При всей привлекательности этой теории она не выдерживает проверки геологической практикой, свидетельствующей, что при множественности магматических образований, идентичных по условиям формирования, составу и генезису, обладающих в равной мере энергетическими предпосылками для возникновения рудоносных гидротермальных очагов, оруденением реально сопровождается лишь малая их часть, а подавляющее большинство безрудно.

Наряду с развитием положений латераль-секреционной гипотезы, в теории рудообразования давно существует другое научное направление, в котором парагенетический характер связей магматизма и оруденения рассматривается как результат независимого, но обычно совмещенного в геологическом пространстве эволюционного развития магматических расплавов и гидротерм, связанных своим происхождением из глубинного магматического очага. Необходимо признать достаточно успешную теоретическую разработку именно этого научного направления, в котором наиболее удачно увязываются, казалось бы, противоречивые геологические факты. Так, предполагаемая длительность, многоэтапность и неравномерность флюидоотделения от глубинного магматического очага означает лишь возможность, но необязательность пространственного совмещения магматических и гидротермальных продуктов его развития, причем в силу значительно большей подвижности флюидов по сравнению с силикатными расплавами гидротермалиты могут формироваться на таком удалении от парагенетических им магматитов, что наличие между ними связи может быть вообще поставлено под сомнение.

Немаловажным обстоятельством в пользу рассматриваемой теории является полная согласуемость с ней представлений о сквозьмагматических флюидах и растворах Д. С. Коржинского, которым отводится все большее, если не главное значение как в формировании глубинных магматических очагов, так и в генерации связанных с ними гидротерм. В этой системе взглядов парагенетический характер связи магматизма и оруденения определяется не только постулированием сопряженной генерации в глубинном очаге магматических расплавов и гидротерм, но и неопределенностью источников рудных компонентов в последних, которыми могут быть и мантийные флюиды, и формирующиеся в глубинном очаге магматические расплавы, и, наконец, вмещающие породы на путях подъема гидротерм. В соответствии с изложенным в монографии А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова [10] все связи магматизма и оруденения именуются парагенетическими, а в более ранней работе Д. В. Рундквиста с соавторами [4] указание на «безусловную генетическую связь» грейзенового оруденения с гранитами сочетается с определением этой связи как парагенетической, обусловленной общностью глубинных процессов.

Понятие генетической связи гораздо более определено и подразумевает в качестве непосредственного источника рудных элементов и рудоносных флюидов и гидротерм исходные магматические расплавы изверженных горных пород, с которыми эта связь постулируется. При этом безразлично, каким путем рудные компоненты попали или были сконцентрированы в исходном расплаве, который на возможно долгом пути их миграции был лишь последней инстанцией перед отделением рудоносных гидротерм. Трудность вопроса заключается в том, что на практике мы имеем дело не с расплавами, а с продуктами их кристаллизации — изверженными горными породами, для которых необходимо доказать происхождение из рудоносных расплавов.

Существующая неопределенность в вопросах установления характера связей оруденения с магматизмом обусловлена недостаточностью или непригодностью применяемых для этой цели критериев. Действительно, в большей части работ эта связь постулируется по простому признаку сонахождения изверженных горных пород и руд, даже без анализа типичности (повторяемости) этого сонахождения, что является непременным условием для заключения о наличии связи. В лучшем случае анализ характера связей базируется почти исключительно на данных регионального и детального структурно-морфологического анализа соотношения магматизма и оруденения. Но с помощью структурных критериев характер связи принципиально не может быть установлен, так как узловой вопрос об источнике рудного вещества структурным анализом не разрешим. Не решается он и формационно-минералогическим анализом оруденения, как бы хорошо он не был выполнен, так как неизмененные породы и рудные образования в подавляющем большинстве совершенно различные минеральные ассоциации, не обнаруживающие ни малейших признаков сходства.

Исключение представляют рудоносные массивы ультраосновных и основных пород, сингенетичное обогащение которых типоморфными сидерофильными рудными элементами (Cr, Co, Ni, Ti, Fe), сконцентрированными в характерной акцессорной (хромшипеллы, сульфиды) минерализации, сомнения не вызывает, так же как и непосредственная связь с такими массивами рудных месторождений сидерофильных металлов. Именно такие примеры всегда рассматривались как неоспоримое доказательство генетической связи магматизма и сопровождающего его оруденения. Очевидно, в данном случае выводы о генетическом характере связи базируются не на структурных, а на минералого-геохимических ее признаках, являющихся по форме минералогическими, по внутреннему содержанию — геохимическими, обусловленными повышенными концентрациями в исходных расплавах рудных сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, Ti,

Таблица 1

Уровни содержаний рудных элементов в главных типах горных пород в коэффициентах концентрации по отношению к метеоритному веществу [по: З., с. 47—48]

Элемент	Породы			
	Ультраосновные	Основные	Средние	Кислые (границоиды)
Li	0,16	5	7	13
Rb	0,4	9	20	40
Be	0,06	0,11	0,5	8,5
Sn	0,05	1,5	—	3
W	0,7	6,1	6,7	10
Mo	0,3	2,3	1,5	1,7
Pb	0,5	40	75	100
Zn	0,6	26	1,4	1,1
Cu	0,2	4,0	0,35	0,2
Ti	0,6	18	16	4,6
V	0,6	3	1,4	0,6
Cr	80	8	2	1
Ni	0,45	0,01	0,004	0,0006
Co	0,25	0,06	0,012	0,006
Pt	0,4	0,05	—	—

Pt и др.), а также серы в случае сульфидного типа оруденения. При этом в акцессорных минералах сконцентрирована лишь часть общего количества этих элементов в породе, а другая часть, нередко большая, рассеяна в пордообразующих минералах, также обычно в виде микроакцессорных включений, чем подчеркиваются генетические соотношения магматической породы и ассоциирующего оруденения.

Таким образом, проблема характера связи по сути является геохимической. Между тем, несмотря на значительный объем накопленной по геохимии изверженных горных пород информации, этим данным при анализе характера связей магматизма и рудообразования, так же как и в металлогеническом анализе, сколько-нибудь существенного значения пока не придается.

В общем виде связи магматизма и оруденения выявляются из простого анализа геохимических особенностей главных групп изверженных горных пород.

Для оруденения, представленного выделенными группами элементов (табл. 1), связь с соответствующими породными типами проявляется вполне однозначно. Так, генетическая связь сидерофильного Cr—Ni—Co и Pt-руденения с ультраосновными породами фиксируется максимальными коэффициентами концентрации в них элементов и, таким образом, совершенно закономерна. Точно так же наиболее высокие коэффициенты концентрации Ti и V в основных породах подтверждают закономерность связи титаномагнетитового и ванадиевого оруденения с габброидами, а преимущественное концентрирование Li, Rb, Be, Sn, W в кислых породах — связь редкometалльного оруденения с гранитами.

Но наряду с перечисленными элементами, связь месторождений которых с определенными породными группами фиксируется данными таблицы вполне однозначно, существует и другая группа рудных элементов, коэффициенты концентрации которых отражают реальные связи магматизма и оруденения далеко не полностью. Эта группа объединяет халькофильные элементы Cu, Mo, Zn, Pb и тесно связанные с ними благородные металлы. Несмотря на преимущественное концентрирование меди и цинка в основных породах, а молибдена и свинца — в гранитоидах, хо-

рошо известно, что наряду с колчеданно-полиметаллическим, медно-колчеданным и полиметаллическим оруденением, ассоциирующим с основными породами (базальтоидами), высокопродуктивное медно-порфировое, медно-молибденовое и полиметаллическое оруденение сопровождает также интрузии средних пород (андезиты, монцонитоиды), а молибденовое — интрузии лейкогранитов.

В целом связи магматизма и оруденения могут интерпретироваться лишь как парагенетические не только вследствие отмеченных случаев неполного отражения в табл. 1 реальных геологических соотношений изверженных горных пород и оруденения, но и прежде всего потому, что рудная минерализация ассоциирует с соответствующими магматитами далеко не всегда и подавляющее большинство геологических тел изверженных горных пород практически безрудно.

Поэтому генетические связи магматизма и оруденения не могут постулироваться, исходя из общих положений, а должны доказываться детальным анализом конкретных рудно-магматических систем. Метод доказательства заключается в геохимическом сопоставлении хорошо изученных массивов изверженных горных пород, рудоносность или безрудность которых всесторонне обоснована и доказана геологически. Подобный подход позволяет выявить реальные геохимические признаки рудоносности магматитов, если они имеются, и тем самым доказать генетическую связь оруденения с конкретной магматической системой.

Геохимическим изучением упоминавшихся выше ультраосновных пород установлено [9], что рудоносные в отношении хромитового оруденения массивы характеризуются повышенными содержаниями хрома в хромшпинелидах, составляющими 0,4 мас.%, или более 50% от общего количества катионов (Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al , Cr), тогда как в хромшпинелидах безрудных массивов содержание хрома не превышает 10—20%. Точно так же в титаноносных массивах габброидов наблюдается резкое повышение доли титаномагнетита в акцессорном магнетите. Признаки рудоносности основных пород являются минералого-геохимическими и обусловлены, очевидно, резким повышением концентраций хрома и титана в расплавах рудоносных интрузий, вследствие чего возрастают хромитовая и ильменитовая составляющие в хромшпинелидах и магнетитах.

Автор настоящей статьи более 20 лет занимается проблемой рудоносности гранитов. В результате систематических геохимических исследований установлено [1], что гранитам массивов, сопровождающихся редкометалльным оруденением (Sn , W , Mo , собственно редкие металлы), свойственны повышенные концентрации группы летучих и редких гранитофильных элементов, главные из которых F , B , Li , Rb , Be , Sn , W , Mo , Pb при неизменно пониженных содержаниях стронция и бария. По существу, наблюдается явление, принципиально аналогичное приведенным примерам рудоносных интрузий ультрабазитов и базитов. Различие состоит в том, что уровень повышения концентраций редких элементов в рудоносных гранитах невысок и составляет в большинстве случаев 1,5—4 кларка для гранитов, хотя в наиболее рудоносных массивах концентрации отдельных гранитофильных элементов превышают 5—10 кларков. Поэтому критерии рудоносности гранитов могут рассматриваться как преимущественно геохимические в отличие от их минералого-геохимического характера в случае основных пород. Но по существу различие лишь кажущееся.

Как установлено микрозондовыми исследованиями, значительная или большая часть повышенных концентраций редких элементов в гранитах связана также в микроакцессорных выделениях, заключенных в пордообразующих минералах, и, таким образом, признак рудоносности гранитов является также минералого-геохимическим и отражает, без всякого сомнения, генетический характер связи с гранитами редкометалльного оруденения (табл. 2).

Таблица 2

Средняя геохимическая характеристика гранитов рудоносных комплексов в кларках концентрации [по: 1]

Регион, комплекс	Содержание элементов, кларки концентрации										Индекс концентрации
	F	B	Li	Rb	Be	Sn	W	Mo	Pb		
Восточное Забайкалье											
Кукульбейский комплекс	1,9	2,1	2,5	1,7	2,2	3,1	1,8	1,6	1,5	+9,4	
Центральный Казахстан											
Харалгинский комплекс	3,5	1,1	1,7	2,1	2,7	3,2	2,5	3,4	1,5	+12,7	
Юго-Западный Алтай											
Калбинский комплекс	2,5	—	2,0	1,9	2,1	1,5	4,5	2,9	1,7	+10,1	
Витимское плоскогорье											
Зазинский комплекс	1,1	0,5	2,8	1,0	2,3	2,5	—	—	1,1	+4,3	
Западные Карпаты											
Гемеридийский комплекс	1,1	2,6	3,2	1,2	2,1	3,0	3,2	3,0	1,4	+11,8	
Центральная Европа, Рудные Горы											
Рудогорский комплекс	1,1	2,3	1,1	1,5	1,0	6,7	2,2	—	1,0	+8,9	
	7,0	2,1	10,2	5,3	3,3	7,7	7,5	—	1,0	+36,1	

Приложение. Индекс концентрации [1] представляет собой сумму избыточных по отношению к кларковому уровню концентраций гранитофильных редких элементов, выраженную в единицах кларков: ИНК = КК₁ + КК₂ + КК₃ + ... + КК_n - n, где КК — коэффициенты (кларки) концентрации отдельных гранитофильных элементов, n — число гранитофильных элементов, участвующих в расчете ИНК.

Постоянная обогащенность гранитов рудоносных интрузивных систем редкими гранитофильными элементами иллюстрируется данными табл. 2 совершенно однозначно, что и позволяет уверенно говорить о генетическом характере связи редкометалльного оруденения с такими гранитами. Суммарный уровень избыточной концентрации для 9 главных гранитофильных элементов, характеризующийся индексом концентрации [1], для гранитов большей части приведенных в таблице рудоносных комплексов сходен и составляет 8–12 кларков. Вместе с тем имеются гораздо более редкие примеры высокоредкометалльных интрузивных комплексов, сопровождающихся наиболее продуктивным оруденением, в гранитах которых значения индекса концентрации составляют 20–30 кларков и более (рудогорский комплекс Рудных Гор). Отдельные интрузии рудоносных комплексов могут характеризоваться значительной геохимической неоднородностью, прямо отражающей их разную степень рудоносности [2].

Рудоносные интрузии достаточно жестко контролируют размещение связанного с ними редкометалльного оруденения, которое локализуется в эндоконтактовой и, главным образом, экзоконтактовой зонах, охватывая надкровлевой интервал до 500 м, редко до 1000–1500 м. При этом с гранитами главной интрузивной фазы связаны многочисленные проявления пневматолито-гидротермальной минерализации, не имеющей, как правило, промышленного значения, а наиболее продуктивное оруденение обычно сопровождает поздние дифференциаты рудоносных интрузий — резкие купольные выступы главной интрузивной фазы и куполы, штоки и субвуликанические тела лейкогранитов заключительной фазы, сложенные интенсивно обогащенными редкими элементами, обычно ультрапредкометалльными разновидностями гранитов, повышенная рудоносность которых однозначно отражается в высоких и экстремально высоких значениях индекса концентрации.

Геохимическое выявление редкометалльных интрузий и установление их внутренней геохимической структуры на основе редкоэлементной характеристики последовательных дифференциатов представляют методи-

ческую основу средне- и крупномасштабного прогнозирования участков редкометалльной минерализации, позволяющего проводить научно обоснованную разбраковку гранитных интрузий на широко распространенные безрудные и ограниченно распространенные рудоносные и тем самым своевременно исключать площади безрудных гранитов из сферы детальных поисковых работ на редкометалльное оруденение; осуществлять геохимическую ранжировку рудоносных интрузий по степени их вероятной потенциальной рудоносности; выделять в редкометалльных интрузивных системах участки наиболее вероятного развития продуктивного, включая скрытое, оруденения на основе выявления наиболее обогащенных редкими элементами тел поздних дифференциатов; осуществлять предварительную оценку редкометалльных рудопроявлений, перспективность которых неясна, на основе геохимической характеристики гранитов, с которыми оруденение ассоциирует.

Редкометалльные интрузии, для которых справедливы положения о возможности прогнозирования редкометалльного оруденения, по классификации Л. В. Таусона [6], могут быть сложены гранитами трех геохимических типов: плумазитовых редкометалльных лейкогранитов, редкометалльных гранитов щелочного ряда, агпайтовых редкометалльных лейкогранитов.

Но наряду с подобными интрузиями многометалльное редкометалльно-сульфидное или колчеданное оруденение может, как указывает Л. В. Таусон, сопровождать интрузии гранитоидов других геохимических типов — гранитов латитового ряда, андезитового ряда, доминирующих по распространенности палингенных известково-щелочных гранитов. Среди интрузий этих геохимических типов сколько-нибудь существенных различий между сопровождающимися оруденением и безрудными массивами не устанавливается. Так, для интрузий монцонитоидов (геохимический тип гранитоидов латитового ряда), с частью которых ассоциируют наиболее продуктивные медно-порфиревые месторождения, показано, что «в пределах каждой медно-порфировой провинции имеются бесплодные интрузии, по возрасту и составу сходные с интрузиями, обусловившими возникновение центров минерализации. Попытки распознать, является ли плутон продуктивным или нет, обычно оказывались неудачными» [8, с. 264]. Практически для нередкометалльных геохимических типов гранитоидов выявить геохимические признаки выборочной рудоносности их отдельных интрузий и интрузивных тел пока не удается. Очевидно, в подобных интрузивных системах мы имеем дело с типичной парагенетической связью магматизма и оруденения, обусловленной общим глубинным флюидно-магматическим источником.

Еще неопределенное положение с эффузивным магматизмом, в котором резко доминируют базальтоиды. Л. В. Таусон [7] выделяет четыре геохимических типа этих пород — толеиты, базальты, андезиты, латиты, среди которых наиболее рудоносными считаются латиты, сопровождающиеся комплексным существенно сульфидным оруденением. Непосредственными наблюдениями установлено, что современный толеитовый базальтовый подводный вулканализм океанских рифтов сопровождается многочисленными центрами подводного колчеданного и колчеданно-полиметаллического рудообразования гидротермальной природы. Аналогичные явления были свойственны палеотолеитовому вулканизму, представленному зеленокаменными поясами измененных базальтоидов. Например, в Центральном Казахстане это колчеданно-полиметаллические месторождения атасуйского типа, аналогичные современным рудам Красноморского рифта. Протяженный зеленокаменный меридиональный пояс с колчеданной и медно-колчеданной минерализацией выделяется на Урале [10, рис. 2, с. 28].

Очевидно, эффузивный, в первую очередь базальтоидный, магматизм характеризует наиболее типичную ситуацию проявления парагенети-

ческой связи с ним эндогенного оруденения, когда поля или линейные пояса распространения эфузивных и субвулканических (андезиты) пород несопоставимы по сравнению с встречающимися в них участками гидротермальной сульфидной минерализации. Несомненно, базальтоидные поля фиксируют возможные районы развития оруденения соответствующего типа и являются поэтому безусловным фактором регионального металлогенического районирования. Но при этом какие-либо геохимические особенности состава базальтоидов, указывающие на вероятное развитие оруденения именно в данном районе и участке, до сих пор не установлены. Это прямое следствие типично парагенетических соотношений эндогенного оруденения с эфузивным магматизмом вообще и с базальтоидами в частности. Действительно, даже исходя только из фундаментального положения геохимии о резкой обедненности земной коры серой, наиболее логично предполагать глубинный источник этого элемента в сульфидных месторождениях. Поэтому преимущественная ассоциация сульфидного оруденения с базальтоидами — породами глубинного, мантийного происхождения — представляется вполне закономерной, так же как и обогащенность серой вулканических газов.

Парагенетические соотношения эфузионного магматизма и оруденения определяют региональный характер металлогенического прогноза для магматизма этого типа. Поэтому не случайно при детальном прогнозировании участков оруденения в районах эфузивного и субвулканического магматизма предпочтение отдается факторам структурного контроля оруденения в сочетании с использованием первичных и вторичных ореолов как непосредственных индикаторов участков его развития (см. статьи Г. М. Гундобина и Л. Д. Зориной в наст. сб.).

Таким образом, генетический характер связи сидерофильного и редкометалльного оруденения и магматизма устанавливается соответственно для небольшой части интрузий ультраосновного, основного и гранитного состава. В случае генетических связей рудоносные интрузии являются главным фактором локального металлогенического контроля связанного с ними оруденения, которое размещается в пределах массивов гипербазитов и базитов (сидерофильное) и в зонах эндо- и экзоконтактов гранитных интрузий (редкометалльное).

Для многометалльного сульфидного оруденения непосредственных геохимических признаков связи его с эфузивным или интрузивным магматизмом не устанавливается, в чем проявляется парагенетический характер связей сульфидного оруденения с магматизмом. Поэтому размещение интрузивных и эфузивных образований разных геохимических типов по отношению к многометалльному сульфидному оруденению — фактор только регионального металлогенического контроля, позволяющего прогнозировать лишь крупные пояса, регионы или блоки вероятного его развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козлов В. Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций.— М.: Наука, 1985.— 304 с.
2. Козлов В. Л., Скрипкина В. В., Игнатович В. И., Рейф Л. И. Петролого-геохимические особенности и рудоносность позднепермских интрузий субщелочных гранитоидов юга Забайкалья // Геохимия.— 1985.— № 2.— С. 222—233.
3. Краткий справочник по геохимии.— М., Недра, 1977.— 134 с.
4. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез).— М.: Недра, 1971.— 328 с.
5. Скрипкина В. В., Верник В. А., Рейф Л. И. и др. Новая вулканическая структура с молибденовой минерализацией в Западном Забайкалье // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 264, № 6.— С. 1461—1464.

6. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
7. Таусон Л. В. Магматизм и рудообразование.— М.: Наука, 1979.— 36 с.
8. Тилли С. Р., Бин Р. Э. Медно-порфировые месторождения // Генезис рудных месторождений.— М.: Мир, 1984.— Т. 1.— 535 с.
9. Тугаринов А. И. Общая геохимия.— М.: Атомиздат, 1973.— 288 с.
10. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогенетика и глубины Земли.— М.: Наука, 1985.— 326 с.

Г. М. Гундобин

О СОПРЯЖЕННОМ ХАРАКТЕРЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЕТУЧИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Определяющая роль летучих компонентов в мобилизации и транспорте рудных элементов на магматическом и постмагматическом этапах является общепризнанной. Значительный вклад в разработку этой проблемы вносят работы Л. В. Таусона [16, 17], посвященные потенциальной рудоносности магматических комплексов. Л. В. Таусон впервые обратил внимание на необходимость изучения геохимических полей концентрирования летучих компонентов, сопровождающих рудоносные интрузии, как важного источника информации об их продуктивности [17].

Подчеркивая актуальность указанной проблемы, обратим внимание на ограниченность материалов, рассматривающих распределение летучих во взаимосвязи с рудными элементами в объеме конкретных рудных систем. Большой материал по газово-жидким включениям почти не анализирует динамику изменения их состава в объеме рудных систем в целом. Этим определяется необходимость изучения сопряженного распределения летучих и рудных элементов в объеме рудных тел, месторождений и рудно-магматических систем. Анализ геохимических полей в приведенном ряду соподчиненных объектов позволяет осветить два аспекта проблемы: сопряженное осаждение рудного элемента и летучего, играющего роль транспортирующего лиганда, в рудных телах и зонах и закономерности их распределения в рудных системах в целом.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Представительный материал по геохимическим полям концентрирования (ГПК) летучих компонентов для рудно-магматических систем (РМС) имеется только по F и B.

Фтор является одним из ведущих компонентов в РМС, связанных с плумазитовыми редкометалльными лейкогранитами. Их ГПК детально рассмотрены в ряде работ [4, 18]. Во всех системах прослеживаются прямые связи ГПК F с материнскими интрузиями. Выделяются два принципиально различных этапа в их развитии. Первый этап эманационного привноса F связан с ранним периодом становления интрузии и синхронен с образованием зоны контактового ороговиковования пород, второй проявляется на регressiveйной стадии становления интрузии, параллельно с развитием грейзеновой и гидротермальной минерализации.

Поля первого этапа характеризуются невысокой контрастностью, охватывают все прилегающее к интрузии пространство и согласуются с ее морфологией. Поля второго этапа отличаются более высокой контрастностью, проявляются локально и, как правило, тяготеют к купольным

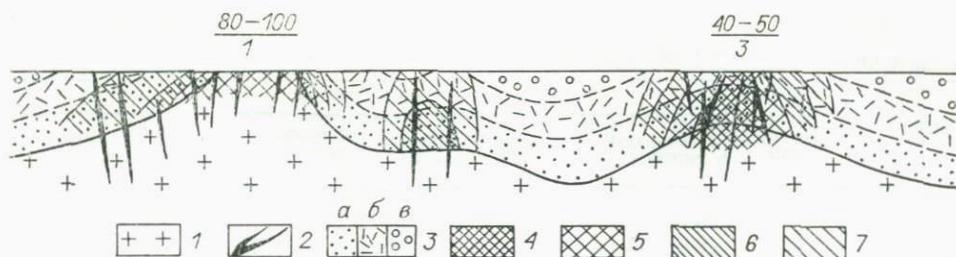


Рис. 1. Обобщенная схема геохимических полей I и II порядка Хапчерангинской РМС.

1 — граниты; 2 — рудные зоны; 3 — околоинтрузивное поле F с контрастностью 2—4 (a), 1,5—2,0 (б), 1,2—1,5 (в); 3—7 — локальные поля F с уменьшающейся контрастностью от 20 до 2. В числителе — отношение F/Sn, в знаменателе — значения продуктивности.

поднятиям кровли интрузии (рис. 1). Принципиальным отличием этих полей служит отношение F/Me. Отношения F к основным рудным элементам в полях первого этапа высокие, сопоставимые с их значениями в эманациях [4]. В полях второго этапа они резко уменьшаются (на один-два порядка) в результате более интенсивного привноса рудных элементов.

В рамках единых магматических комплексов наблюдаются существенные различия между масштабами суммарного привноса F и значениями отношений F/Me в полях, связанных с продуктивными и непродуктивными интрузиями. Продуктивные интрузии сопровождаются значительно более контрастными и масштабными ореолами с низкими значениями отношений F/Me. Отношение F/Me во всех системах рассматриваемого типа в ореолах продуктивных интрузий значительно ниже, чем в непродуктивных. Контрастность этих различий прямо связана с интенсивностью рудного процесса и может служить показателем продуктивности РМС (см. рис. 1).

Фтор относится к числу ведущих летучих компонентов и в ряде молибеноносных систем различной формационной принадлежности, которые сопровождаются его контрастными площадными ореолами [9, 15, 27, 28].

Обширные (свыше 10 км²) и интенсивные (0,1—1%) ГПК характерны для Джидинского рудного узла [9], связанного с гранитоидами щелочного ряда [16]. Высокий уровень накопления F наблюдается также в Малоойногорском рудном поле, где его ореолы охватывают площадь более 1,5 км² [15]. Содержание F в ореоле колеблется в пределах 0,1—1,5%. Суммарный привнос в указанных полях для их центральных частей оценивается соответственно в 10—20 и 5—10 млн т/км³.

По данным В. Ф. Белоголовова, ГПК Джидинского рудного узла сформировались в результате дорудного эманационного и трех рудных этапов развития РМС. В строении аномального поля проявляются те же тенденции, что и для олово-редкометалльных систем,— уменьшение значений F/Me при переходе от ореолов эманационного этапа к рудным (табл. 1). Это свидетельствует об определенной универсальности наблюдавшей закономерности [4, 13].

Обширные ореолы с высоким уровнем накопления F отмечены в рудных полях Mo месторождений Кузнецкого Алатау, связанных с палингениными гранитами известково-щелочного ряда. Материалы по ГПК F этого региона интересны в плане сравнения продуктивных и непродуктивных систем. Такое сравнение показывает, что контрастность ореолов F и масштабы его привноса в продуктивных системах (Агаскырское месторождение) в 10—15 раз выше, чем в непродуктивных (Бейское месторождение). Столь же контрастно отличаются они и по значениям F/Mo отношений.

Таблица 1

Изменение отношений F/Me в ГПК различных типов и в магматических эманациях

Отношение	Значения отношения	Рудные системы					
		Хапчаран-гипсикская	Эшассье [по: 13]	Джидинская [по: 91]	Малоойногорская [по: 15]	Агаскырская	Ред Маунтин [по: 27]
F/Sn	1	600—800	—	400—1100	—	—	250—780
	2	460—600	60	200—1000	—	—	—
	3	40—100	15—20	10—100	—	—	110
F/Mo	4	—	—	1000	—	—	600—1000
	2	—	—	1000	300	250	—
	3	—	—	2—10	15	25	6
F/W	1	—	—	700—900	—	—	230—570
	2	—	—	100—500	—	725	300—500
	3	—	—	10—100	—	40	30—100
F/Li	1	30—130	—	—	—	—	—
	2	15—25	15	30—400	800	—	—
	3	10	3—5	10—20	60	—	—

Примечание. 1 — в эманациях (вычислены по разнице содержаний в дегазированных и недегазированных разностях); 2 — в площадных ГПК; 3 — в локальных ГПК.

Большое значение фтора в формировании высокопродуктивных месторождений молибдена Северной Америки подчеркивается Вестром и Кейтом [28]. Эти месторождения также сопровождаются аномальными полями F [27] с той же направленностью изменения отношений при переходе от площадных полей к ореолам локальных центров и рудных зон (см. табл. 1).

Из других летучих в полях анализируемых систем представительный материал имеется только по В. В его поведении отчетливо проявляется тенденция пространственного и временного разобщения с F. Бор обычно сопровождает поздние сульфидные ассоциации и образует аномальные зоны, как правило, в периферических частях фтор-редкометалльных полей. Разобщение ГПК F и В, являющееся следствием различий их поведения в магматическом процессе, говорит об их связи с обособленными очагами.

Бор принадлежит к числу весьма характерных и информативных элементов в РМС латитового профиля, сопровождающихся разнообразными типами минерализации. В качестве примера рассмотрим один из районов Эвенского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Рудная минерализация здесь связана с завершающим периодом развития верхнемеловой андезит-игнимбритовой формации с латитовой тенденцией и дифференцированно проявлена на площади района. Металлогеническая неоднородность территории увязывается с тектонической неоднородностью структур основания [5], отражающейся и на особенностях состава пород вулкано-плутонической серии [5].

С постмагматическими процессами дорудного и рудного этапов связано формирование интенсивных ГПК бора. Концентрации В в породах, не затронутых эпигенетическими изменениями, в пределах каждой разновидности меняются несущественно и, что важно, не зависят от расположения пород в геологических структурах (табл. 2). Средние же концентрации по отдельным блокам, как свидетельствуют данные литохимической съемки, различаются весьма резко.

Площади с различным уровнем содержаний В в общем виде согласуются со структурным делением рассматриваемой территории. В целом для всей территории четко прослеживается общая тенденция нарастания концентраций В параллельно с возрастанием степени консолидации структур основания вулканогенных полей. Причины такого распределения мы усматриваем в определяющем влиянии тектонических факторов на режим

Таблица 2

Содержания В в породах различных блоков, г/т

Блок	Анде-зиты	Даци-ты	Грано-диориты	Граниты	Усредненные содер-жания по данным литеохимической съемки масштаба 1 : 200 000	Аномальные участки
Восточный	16	10	—	8—12	40—100	300—1000
Западный	17	12	12	8—16	10—20	До 40
южная часть	—	10	8—10	—	20—40	60—200
северная часть						

П р и м е ч а н и е. Содержания в породах — данные количественного, в аномалиях (последние две графы) — приближенно-количественного спектрального анализа.

летучих компонентов в магматических очагах. В жестких структурах ранней консолидации (Омолонский массив) относительно стабильные тектонические условия способствовали более глубокой дифференциации магматических камер и накоплению летучих компонентов в поздних членах серии. Их дегазация в приповерхностной зоне и приводила к образованию обширных слабоконтрастных полей повышенных концентраций В (40—100 г/т), сопровождающихся локальными аномальными участками высокой контрастности, где содержание В составляет 300—1000 г/т и более.

Участки высококонтрастных аномалий пространственно увязываются с обогащенными бором субвуликаническими телами липаритов. В относительно мобильных структурах мезозойской консолидации основания вулканогенных полей (западный блок) процессы дифференциации исходных латиандезитовых магм не достигали той полноты, которая наблюдается в более жестких структурах. Такая обстановка не способствовала накоплению летучих в промежуточных очагах, чем и можно объяснить общий низкий уровень содержаний В (уменьшающийся от приподнятых участков к опущенным) в западном блоке.

В тесной взаимосвязи с В находятся и рудные элементы, образующие обширные поля повышенных концентраций. Соответствие состава рудных ассоциаций особенностям структуры ГПК В подчеркивает их генетическое единство, указывает на возможность использования последнего в качестве информативного показателя потенциальной продуктивности рассматриваемых систем.

ОКОЛОЖИЛЬНЫЕ ОРЕОЛЫ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ

Несмотря на многочисленные исследования окколоожильных ореолов, в литературе практически отсутствуют данные о распределении в них летучих компонентов. Наиболее интересной в этом плане является работа В. Л. Барсукова [1]. Рассмотренная им модель сопряженного осаждения F и Sn в рудных зонах имеет общее значение, подчеркивая закономерный характер распределения рудных элементов с комплексообразующими лигандами летучих компонентов в рудоносных зонах и жилах. Познание этих закономерностей позволяет, с одной стороны, глубже понять причины наблюдаемой зональности, а с другой — с геологических позиций подойти к оценке возможных форм миграции рудных элементов.

Современные экспериментальные и термодинамические модели допускают миграцию Au в виде комплексных соединений с S, Cl, гидроокисокомплексов и некоторых других [2, 14, 26]. Исходя из этого, интерес представляют данные по распределению Au и S в объеме зональных жильных систем. На прилагаемых схемах (рис. 2) показано их распределение в близповерхностных золотосеребряных и золотых месторождениях Северо-Востока СССР и Кузнецкого Алатау. Осаджение золота в рудных зонах этих месторождений происходило в условиях возрастания кислотности синрудных парагенезисов [4, 7] и на фоне снижения общей суль-

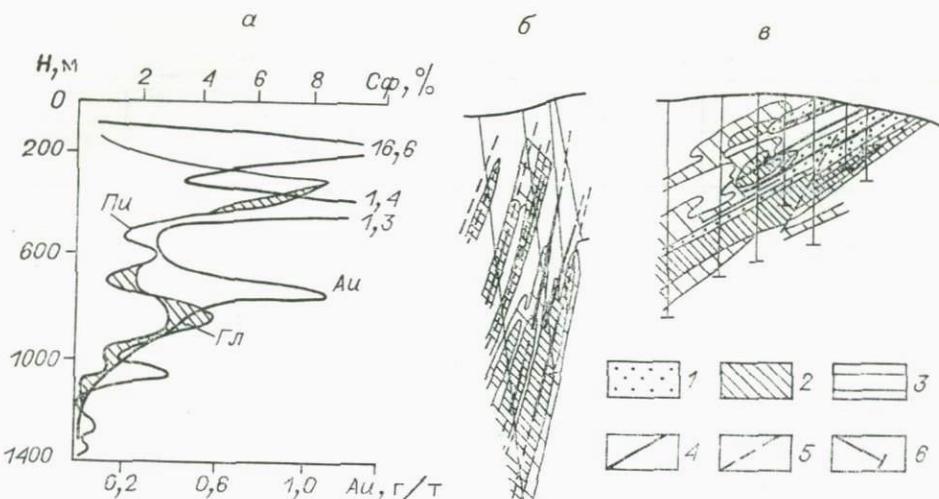


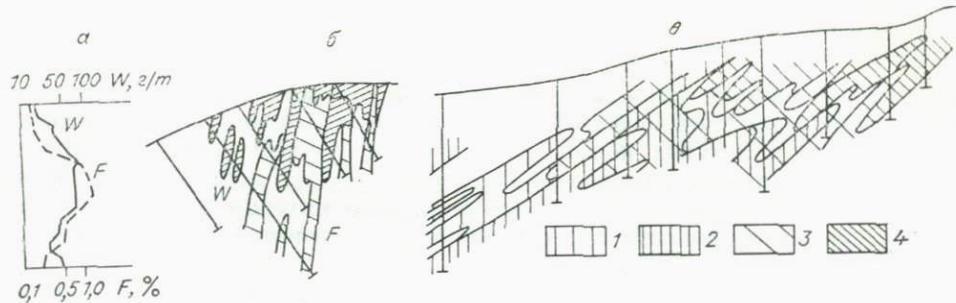
Рис. 2. Распределение золота в сульфидной фракции геотермального поля Бродлендс (а) [по: 23]; золота и серы в околожильных ореолах и рудных зонах золото-серебряных и золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау (б) и Северо-Востока СССР (в).

1 — ореолы золота; 2, 3 — ореолы серы: 2 — > 0,5%, 3 — 0,3—0,7%; 4 — рудные жилы; 5 — тектонические нарушения; 6 — скважины; Н — глубина; Сф — сульфиды; Пи — пирит; Гл — галенит, сфалерит.

фидности образующихся ассоциаций. В месторождениях Северо-Востока СССР, как было установлено ранее [7], Au соосаждается с пиритом с выраженной тенденцией нарастания интенсивности осаждения Au с уменьшением потенциала сульфидной S. Аналогичные соотношения в распределении S и Au отмечаются и в других месторождениях [24]. Наиболее показательны данные о золотоносных проявлениях геотермального поля Бродлендс (см. рис. 2), где указанные соотношения интерпретируются с позиций миграции Au в виде гидросульфидных комплексов [23], — объяснение, которое может быть принято и для других рассмотренных примеров. Правомерность предложенного объяснения согласуется с динамикой изменения состава газово-жидких включений [19], последовательностью сменяющих друг друга минеральных парагенезисов и с термодинамическими расчетами, выполненными для аналогичных месторождений Японии [25].

Предлагаемая концепция хорошо согласуется с установленной для данного типа месторождений геохимической зональностью руд и околожильных ореолов [3, 4, 22], где Au занимает более высокое положение относительно Cu, Zn, Pb и более низкое — относительно Ag в соответствии с устойчивостью их серосодержащих комплексов [14]. Обращает на себя внимание смещение Au вниз относительно Cu, Zn, Pb в зональной колонке более высокотемпературных и более глубинных золоторудных месторождений плутоногенного ряда формаций с противоположным или несогласованным расположением интервалов, обогащенных Au и S. Нарушение закономерной связи в паре Au—S в обстановке более высоких термодинамических параметров является следствием смены форм миграции Au в связи с неустойчивостью в этих условиях его комплексных серосодержащих соединений.

Сопряженный характер распределения Sn и F в рудных телах и их ореолах [1] достаточно универсален для ряда фторофильных элементов. Для пары Sn—F подобная зависимость проявлена на месторождении Потоси [20], а для пары W—F — на ряде молибденовых месторождений (рис. 3). Если принять допущение о миграции W в виде фторидных коми-



Р и с. 3. Сопряженное распределение фтора и вольфрама в месторождениях Ред Манитин (а) [по: 27], Малоийногорское (б) [по: 15] и Агаскырское (в).

1, 2 — ореольные поля F с контрастностью 6—8 (1) и 10—20 (2); 3, 4 — ореольные поля W с контрастностью 2 (3) и 3—10 (4).

лексов, наблюдаемое распределение получает логичное объяснение. Прогрессирующее осаждение W происходит на фоне падения потенциала летучего комплексообразующего элемента (F) вследствие опережающего его связывания в минеральных формах. Соответственно в богатых F системах W в ряду зональности располагается выше Mo в согласии с большей устойчивостью его фторидных комплексов.

Смена форм миграции элементов под воздействием меняющихся условий рудоотложения оказывает существенное влияние на последовательность их осаждения в восходящем флюидном потоке. Например, в подавляющем большинстве месторождений области повышенных концентраций W отвечают нижним уровням рудоносных систем. Соответственно в ряду зональности месторождений халькофильной группы элементов он располагается в его нижней части. Однако такая позиция W характерна не для всех типов месторождений. В некоторых системах, обогащенных As и Sb, вольфрам смещается в верхние уровни рудоотложения. В частности, в упомянутых золоторудных месторождениях Кузнецкого Алатау W концентрируется в верхнерудных и надрудных уровнях в ассоциации с As и Sb. Подобное же положение он занимает в Au—Sb месторождениях Якутии. В связи с этим уместно вспомнить, что на месторождениях Hg—Sb—W формации ферберит на всех стадиях процесса выделяется после антимонита [21]. Это указывает на большую устойчивость соединений W относительно Sb в системах данного типа. Наблюдаемый здесь ряд последовательного осаждения Sb—W—Hg согласуется с зональным их расположением в упомянутых золоторудных месторождениях, что, вероятно, связано со сменой форм миграции W. Некоторые исследователи [10, 11] в условиях высокого потенциала As и Sb допускают существование его комплексов с As, Sb и, возможно, тиокомплексов. Наблюдаемое смещение W в верхние уровни, обогащенные As, не противоречит этой концепции.

Выше уже отмечалась сопряженность геохимических полей В с полиметаллическими ассоциациями. Соподчиненность в их распределении отмечается и в рамках конкретных рудных зон [20]. При этом здесь проявляются те же соотношения, что и в рассмотренных примерах для Au, W, Sn,— опережающее осаждение летучего компонента относительно рудного. И хотя нет прямых данных о том, что В непосредственно выполняет функции транспортирующего лиганда, отмеченную связь нельзя считать случайной. Она, несомненно, имеет генетический смысл, который может быть понят с позиций обособления борсодержащей флюидонасыщенной фазы, обладающей способностью, как показывают эксперименты [8, 12], концентрировать рудные элементы.

Рассмотренный материал, несмотря на его фрагментарность, свидетельствует о высокой информативности совместного анализа распределения рудных и летучих компонентов в объеме рудных зон. Расширение исследований в этом направлении позволит глубже понять генетические связи между элементами и более обоснованно интерпретировать наблюдаемые ряды зональности, широко используемые при прогнозной оценке месторождений.

В частности, геохимические поля концентрирования летучих компонентов являются характерным элементом рудно-магматических систем. Соподчиненный ряд ГПК рудно-магматической системы — рудного поля, месторождения — рудной зоны, жилы типичен для всех РМС и отражает направленное их развитие.

Уровень накопления летучих в ГПК и их масштабы характеризуют общую насыщенность РМС флюидной фазой и тем самым отражают ее потенциальные возможности. Различия в динамике поведения летучих и рудных элементов в продуктивных и непродуктивных системах, как это было показано на примере ГПК F, могут служить информативным показателем их распознавания.

В рамках ГПК рудных зон наблюдается сопряженное распределение рудных и летучих компонентов, выполняющих функции комплексообразующих лигандов. Изучение этих взаимосвязей позволяет глубже понять причины рудной зональности и соответственно более обоснованно решать вопросы локального прогноза.

Говоря о важности затронутой проблемы, необходимо отметить ограниченность фактического материала. Этим определяется актуальность расширения исследований в данном направлении, которые будут способствовать решению как прикладных, так и теоретических задач.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бареуков В. Л., Волосов А. Г. Новые пути в разработке геохимических методов прогноза оруденения на глубину // Геология рудных месторождений. — 1968. — № 6. — С. 3—9.
2. Белеванцев В. И., Колонин Г. Р., Васильева Н. Г. и др. Возможные формы нахождения и растворимость золота в рудообразующих растворах // Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — С. 83—118.
3. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: ИМГРЭ, 1982. — 186 с.
4. Гундобин Г. М. Первичные ореолы рудных районов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — 128 с.
5. Гундобин Г. М. О влиянии условий становления гранитоидных интрузий на развитие сопряженных с ними ореолов // Геология и геофизика. — 1980. — № 10. — С. 53—61.
6. Гундобин Г. М. Особенности зональности первичных ореолов на месторождениях с многоярусным развитием оруденения // Там же. — 1984. — № 11. — С. 49—55.
7. Гундобин Г. М., Кравцова Р. Г., Калмыкова Т. Н. Зональное распределение золота в пирите одного из месторождений золотосеребряной формации // Там же. — 1984. — № 3. — С. 136—140.
8. Дурасова Н. А., Бареуков В. Л. Поведение олова в ликвидирующихся борсадержащих силикатных расплавах // Геохимия. — 1973. — № 8. — С. 1232—1235.
9. Игнатович В. И., Белоголовов В. Ф., Рипп Г. С. Первичные и вторичные ореолы молибденовых месторождений Джидинского рудного района // Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — С. 99—104.
10. Колонин Г. Р., Широносова Г. П. Об условиях образования ферберита и сульфидов железа (по экспериментальным данным) // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. — С. 419—424.
11. Коренбаум С. А. Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных условиях. — М.: Наука, 1970. — 210 с.

12. Куршакова Л. Д., Тихомирова В. И. Экспериментальное исследование проблемы связи боросиликатной минерализации с магматизмом // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1983.— Т. 11.— С. 58—69.
13. Обер Ж. Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, лития, олова, бериллия, ниобия, tantalа и других редких элементов (месторождение Монтбара и Эшассье, Франция) // Геология и геохимия рудных месторождений.— М.: Мир, 1971.— С. 78—89.
14. Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 317 с.
15. Петровская С. Г., Санин Б. П., Спиридонов А. М. и др. Первичные ореолы молибденовых месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 150 с.
16. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
17. Таусон Л. В., Антишин В. С., Захаров М. Н., Зубков В. С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 215 с.
18. Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 173 с.
19. Фатьянов И. И., Молчанов В. П. Сравнительная характеристика гидротерм, формировавших месторождения золотокварцевой малосульфидной формации в разных складчатых областях // Геохимия золота.— Владивосток: ДВНЦ, 1978.— С. 42—50.
20. Фоланд Б. К геохимии метасоматитов на месторождениях олова типа Потоси (Боливия) // Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— С. 115—124.
21. Щеглов А. Д. Генетические особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья // Генетические проблемы руд.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— С. 139—144.
22. Borcos M., Lang J., Bostinescu S., Gheorghita J. Neogehne hydrothermal ore deposits in the volcanic Gutii Mountains. III // Rev. Roum. geol., geophys. et geogr. Ser. geol.— 1975.— N. 19.— P. 21—35.
23. Bromley P. R. L. Sulfide mineralisation in Broundlands geothermal drill hole, Taupo volcanic zone, New Zealand // Econ. Geol.— 1969.— Vol. 64.— P. 156—169.
24. Casadevall T., Ohmoto H. Sannysaide mine, Eureka mining district, San Juan county, Colorado. Geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment // Ibid.— 1977.— Vol. 72.— P. 804—826.
25. Keiko H. Geochemistry of ore deposition at the Jatani leadzinc and gold-silver deposit, Japan // Ibid.— 1975.— Vol. 70.— P. 677—693.
26. Seward T. M. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1973.— Vol. 37, N 3.— P. 370—386.
27. Thomas J. A., Galey J. T. Exploration and geology of the Mt. Emmons molybdenite deposits, Gunnison county, Colorado // Econ. Geol.— 1982.— Vol. 77.— P. 1085—1104.
28. Westra G., Keith S. B. Classification and genesis of stockwerk molybdenum deposits // Econ. Geol.— 1981.— Vol. 76.— P. 844—873.

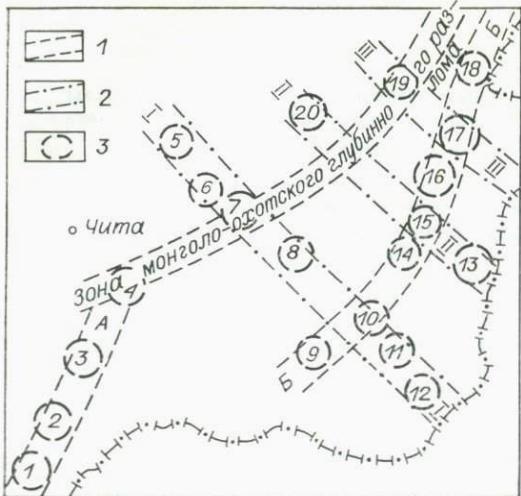
Л. Д. Зорина

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ С ЛАТИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ

Рудно-магматические системы с латитовым магматизмом развиваются в активных областях сочленения континентов с Тихим океаном и во внутренних континентальных подвижных зонах [3]. Одним из примеров внутренних континентальных подвижных зон является Монголо-Охотский пояс, в состав которого входит Забайкалье.

Латитовые рудно-магматические системы в Забайкалье образовались в мезозойскую эпоху активизации магматической и тектонической деятельности региона. Возрастной интервал их формирования довольно велик и охватывает ранне-, средне-, позднеюрский и раннемеловой периоды ($192 \pm 6 \rightarrow 96$ млн лет)*. Расположены эти системы в зонах или на пер-

* Определения абсолютного возраста выполнены по материалам автора в лаборатории геохимии изотопов Института геохимии СО АН СССР (К—Аг метод — аналитик В. Н. Смирнов, изотопы Sr — аналитики Ю. А. Пахольченко и Г. П. Сандимирова).



A

Рис. 1. Схема размещения кольцевых тектономагматических структур с латитовым магматизмом Забайкалья (составлена Л. В. Таусоном [14]).

1 — зоны глубинных разломов: А — Онон-Туринской гравитационной ступени, Б — Борзинско-Газимурровского краевого щва; 2 — зоны структурных швов: I — I — Дарасунок-Куйтунский, II—II — Сретенско-Нерчинскозаводский, III—III — Уров-Джалырский; 3 — кольцевые структуры с латитовым магматизмом: 1 — Харалгинская, 2 — Акуинская, 3 — Алханайская, 4 — Тыргетайская, 5 — Усуглинская, 6 — Дарасунская, 7 — Дельмачинская, 8 — Шадоронская, 9 — Долгояченская, 10 — Александровозаводская, 11 — Мулинская, 12 — Куйтунская, 13 — Нерчинскозаводская, 14 — Краснопровская, 15 — Широкинская, 16 — Култуминская, 17 — Будюманская, 18 — Лугоканская, 19 — Карийская, 20 — Жирекенская.

сечениях крупных глубинных долгоживущих разломов, которые были активными на многих этапах развития и эволюции Земли. В узлы пересечения разломов, как в наиболее ослабленные участки, осуществлялось внедрение крупных интрузий с куполообразными выступами на разных глубинах, вблизи которых локализовалась рудная минерализация.

Морфологически рассматриваемые рудно-магматические системы выражены кольцевыми тектономагматическими структурами разных порядков, которые формируются над куполообразными выступами интрузий и сопровождаются кольцевой и радиальной системой тектонических нарушений [6, 10, 15, 16, 17 и др.]. В ядрах таких структур обычно располагаются штокообразные тела исходной интрузии, над которыми подняты в рельефе самые древние вмещающие породы. Кольцевая и радиальная системы тектонических нарушений использованы дайками, опущенные участки по периферии структур слагаются покровами эфузивов. Типично асимметричное строение структур независимо от их размера.

Вторую группу представляют депрессионные структуры и кальдеры проседания.

Эфузивные, интрузивные и дайковые породы в этих системах тесно взаимосвязаны, проявляют признаки комагматичности и образуют единые вулканоплутонические ассоциации. По петрохимическим и геохимическим характеристикам они относятся к породам латитовой серии [3], которые объединяются в регионе в шадоронскую эфузивную серию и акатувский, нерчинскозаводский, широкинский [12], амуджиканский и другие вулканоплутонические комплексы. Размещение тектономагматических структур с латитовым магматизмом на территории Забайкалья изображено на рис. 1.

Латитовая серия глубоко дифференцирована, в эфузивной фации она объединяет ряд шошониты (трахибазальты) — латиты (трахиандезитобазальты) — кварцевые латиты (трахиандезиты) — латидициты (дациты) — латириолиты (риолиты), в интрузивной соответственно — субщелочные габброиды, диориты, монцониты, сиениты, граниты латитового ряда, в дайковой — субщелочные диабазовые и диоритовые порфиры, гранодиорит- и гранит-порфиры.

Признаки латитоидов проявляются в субщелочном характере магматизма (рис. 2), в повышенных содержаниях калия, летучих (B, F, S, CO₂, Cl), редких лиофильных и халькофильных элементов (Ba, Sr, Li, Rb, Be, Sn, W, Mo, Pb, Zn, Ni, Co, V, Cr) [3, 12]. На общем фоне развития субщелочных пород нередки также породы известково-щелочного ряда — свидетельство возможного смешения или ассимиляции магм.

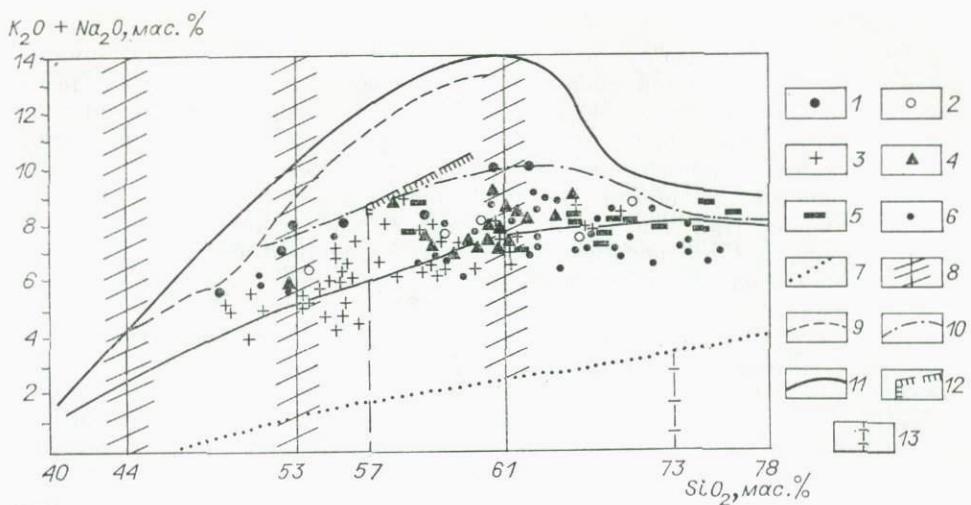


Рис. 2. Соотношение суммы щелочей и кремнекислотности магматических пород латитовой серии Забайкалья (по материалам М. Н. Захарова, В. С. Антипина и автора).

Комплексы: 1 — акатуевский; 2 — нерчинскозводский; 3 — широкинский; 4 — амуджиканский; 5 — шадоронская серия; 6 — магматит Долгокыченской структуры; 7 — область распространения химических составов магматических горных пород; 8 — границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема с «полыми неопределенности»; 9 — нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды; 10 — нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 11 — область распространения субщелочных пород; 12 — граница распространения кварца > 5%; 13 — границы разделения подгрупп [8].

В распределении магматических образований наблюдается фациальная зональность — от центра к периферии кольцевых структур субвулканические тела сменяются дайками, а затем покровами эфузивов. С фациальной согласуется рудная зональность.

Рудные системы с латитовым магматизмом многометалльны, с ними связаны месторождения редких, цветных и благородных металлов. Месторождения полистадийны, с обязательной мощной предрудной гидротермальной проработкой вмещающих пород по радиальным и кольцевым тектоническим нарушениям, играющим роль рудоподводящих и рудолокализующих структур. В зависимости от состава вмещающей среды формируются зоны скарнов, грейзенов, пропилитов (преимущественно по алюмосиликатным породам среднего состава), лиственитов (по породам основного состава), березитов (по породам кислого состава), железисто-марганцевых метасоматитов, доломитизации, окварцевания, серпентинизации (все четыре типа изменений по карбонатным породам). Гидротермалиты предрудной стадии, как и производные последующих рудных стадий, также несут рудную нагрузку и могут представлять промышленный интерес.

Отмечается повторяющаяся последовательность рудных стадий минералообразования: редкометалльная сменяется колчеданной, затем полиметаллической, сульфосольной, сурьмяной, пострудной кварц-карбонатной. Однако степень проявления этих стадий неодинакова. Обычно превалирует либо редкометалльная, либо полиметаллическая, либо золоторудная минерализация. В зависимости от этого определяется металлогеническая специализация рудно-магматической системы: редкометалльная (оловянная или молибден-вольфрамовая), полиметаллическая, золоторудная. Возможны промежуточные типы — оловянно-полиметаллический, золотополиметаллический и др. Типично обилье сульфидов, особенно железа, минералов группы сульфосолей. Минеральные ассоциации каждой последующей стадии имеют меньшую температуру образования.

Относительно пологих контактов куполообразных выступов интрузий характерна асимметричная минеральная и геохимическая зональность с последовательной сменой от центра высокотемпературных парагенезисов и элементных ассоциаций низкотемпературными с перекрытием зон в участках перехода и с постепенным удалением низкотемпературной минерализации на периферию кольцевой структуры. При этом горизонтальная зональность обычно не повторяется вертикальной, а лишь в участках перекрытия зон такая зависимость наблюдается и образуется телескопированное оруденение. Вместе с тем довольно часто проявляется вертикальная зональность отложений во временном интервале одной стадии минералообразования.

Во всех рудно-магматических системах с латитовым магматизмом велика роль летучих. Определяющими являются процессы эманационной дифференциации расплава. В то же время в связи с латитовыми системами отсутствуют эманационные ореолы, типичные для систем, связанных с плумазитовыми лейкогранитами. Судя по низким значениям отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, величина которого изменяется от 0,7051 до 0,7063 [3], латиты Забайкалья имеют мантийное происхождение. В частности, такие данные получены для латитов Широкинской и Дарасунской рудно-магматических систем. Совместно с сотрудниками лаборатории геохимии изотопов Института геохимии СО АН СССР Г. С. Плюсниным, Ю. А. Пахольченко, Г. П. Сандимировой установлено, что источником оруденения в этих системах является недифференцированная мантия.

Возраст самого оруденения, по мнению большинства исследователей Забайкалья, определяется как позднеюрский — раннемеловой. Это подтверждается геологическими материалами и данными датирования геологических образований прецизионными методами. Так, возраст предрудных лиственитов Широкинской рудно-магматической системы определен К—Аг методом в 140 млн лет, предрудных пропилитов Дарасунской рудно-магматической системы по изотопам Sr — в 150 млн лет, синрудных лиственитов-березитов — в 145 млн лет.

Так как все рудно-магматические системы с латитовым магматизмом многометалльны, естественно, возникает вопрос о причинах специализации отдельных систем на полиметаллы, благородные или редкие металлы. Хотя однозначный ответ пока невозможен, имеется ряд факторов, которые играют не второстепенную роль в их металлогенической специализации. Рассмотрим эти факторы на примерах трех систем, которые изучались автором: полиметаллической (Александровозаводская и Нерчинско-заводская), золотополиметаллической (Широкинская, Быстринская) и золоторудной (Дарасунская).

1. Все системы связаны с латитовым магматизмом: Александровозаводская с акатуевским комплексом, Нерчинскозаводская и Широкинская с одноименными комплексами, Дарасунская с амуджиканским. Однако в акатуевском комплексе разбиты латиты чистой линии [3] и практически отсутствуют признаки гибридизма, что обычно выражается в появлении пород известково-щелочного ряда. В отличие от акатуевского в широкинском и особенно в амуджиканском комплексах наряду с латитами присутствуют породы нормального ряда, что, возможно, связано с явлением смешения мантийных базальтоидных и коровых кислых расплавов. Это в какой-то степени подтверждается изменениями в пределах 0,7050—0,7130 отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Акатуевский комплекс характеризуется более щелочной ветвью латитового магматизма, нежели перчинскозаводский. Широкинский комплекс занимает по химизму промежуточное положение [12]. В латитоидах акатуевского и перчинскозаводского комплексов наиболее высокие содержания Ba и Sr, ряда других литофильных элементов [3, 12] при низком содержании элементов группы железа — Ni, Co, V, Cr, низки здесь и содержания Mg. В противоположность этому в латитоидах золотополи-

металлической и золоторудной систем очень высокие содержания Mg и редких халькофильных элементов. Такие же соотношения наблюдаются в шадоронской серии, с которой связана Балейская золоторудная система.

2. В рудно-магматических системах с латитовым магматизмом велика роль летучих — F, B, CO₂, S, H₂O, Cl. Некоторые из них образуют собственные минеральные фазы. В стадию предрудной гидротермальной проработки вмещающих пород во всех изученных системах одинаково активны H₂O, CO₂, S, результатом чего являются мощные зоны пропилитов, лиственитов, березитов, железисто-марганцевых метасоматитов и др. На рудном этапе наряду с S определяющими становятся B и CO₂, однако активность их в разных системах различна.

В Дарасунской золоторудной системе ведущая роль принадлежит бору. Это выражается в широком развитии самостоятельной турмалиновой стадии минерализации, предшествующей колчеданной. Такие же соотношения наблюдаются в Кариийской, Ключевской и других золоторудных системах Забайкалья. Турмалин принадлежит к группе Fe-турмалинов и обладает свойствами, характерными только для золоторудных месторождений [1]: дисперсностью микровключений, неоднородностью состава, уширением рефлексов на рентгенограмме, наличием Fe⁺³ в позиции Z, высокими значениями параметров элементарных ячеек *a* и *c*, закономерным расположением точек на диаграмме *a/c* вдоль линии изоморфного ряда шерл — дравит в области *c*. Турмалины из габбро имеют более высокие содержания примесей Ni, Co, V, Cr, из гранитов — высокие концентрации Ba, Sn, Be.

Второе место по активности на рудном этапе в золоторудных системах принадлежит CO₂. Карбонаты первоначально образуются в интерстициях между лучистыми агрегатами турмалина, но максимума активность CO₂ достигает в полиметаллическую, сульфосольную и пострудную кварцкарбонатную стадии.

В полиметаллических системах на рудном этапе ведущим летучим агентом остается углекислота, интенсивно участвующая в массовом образовании жильных карбонатов сульфидных ассоциаций.

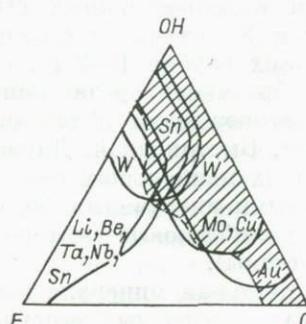
Фтор, играющий главную роль в редкометалльных системах, для золоторудных и полиметаллических систем не характерен.

При равнозначной активности двух или более летучих агентов образуются, вероятно, промежуточные золотополиметаллические системы. Примером может служить Широкинская золотополиметаллическая система, где в равной степени активны B и CO₂.

Зависимость металлогенической специализации рудно-магматических систем от активности летучих компонентов подтверждена интересными данными Ю. П. Трошина [18] по изменению состава позиции (OH, F) в биотитах из интрузий разной рудоносности на диаграмме F—OH—O (рис. 3). В биотитах интрузий, рудоносных на Au и Mo, содержится значительно больше кислорода в позиции (OH, F), чем в биотитах интрузий, рудоносных на W, Sn, редкие металлы. Биотиты молибеноносных интрузий располагаются близ биотитов золотоносных интрузий, но содержат

Рис. 3. Поля составов позиции (OH, F) биотита из интрузий разной рудоносности на диаграмме F—OH—O [по: 18].

Заштрихована область с содержанием Cl > 0,3 ат. % в позиции (OH, F).



несколько меньше кислорода и больше F. Биотиты интрузий, потенциально рудоносных на W, отличаются высоким содержанием OH и повышенным F, оловоносных интрузий — высокими содержаниями F, достигающими максимума в редкometалльных интрузиях. При интенсивном развитии борной минерализации в биотитах оловоносных интрузий заметно снижается содержание F и несколько повышается содержание кислорода. Повышенные содержания Cl отмечаются в биотитах интрузий, рудоносных на Mo, Cu, Au, W.

Биотит является надежным индикатором металлогенической специализации рудно-магматических систем. В биотитах из пород акатуевского комплекса, с которым связаны полиметаллические рудно-магматические системы, М. Н. Захаров [12] отмечает повышенные содержания Pb и Zn, в биотитах интрузий золоторудных систем Северо-Востока СССР — повышенные содержания Au [4], в биотитах пород дальневосточных оловорудных месторождений устанавливаются повышенные содержания Sn [5].

3. Немаловажное влияние на формирование рудно-магматических систем оказывает вмещающая среда. Статистически установлено, что 80% полиметаллических месторождений Забайкалья расположено в карбонатных породах, которые служат геохимическим барьером при отложении сульфидов Pb и Zn. Освобождающийся при этом CO₂ повышает активность ювелирной углекислоты.

Наряду с этим в Забайкалье известны полиметаллические месторождения в алюмосиликатной среде, к которым, в частности, относится Широкинская система в покровах вулканитов. Но и здесь оруденению предшествовала интенсивная карбонатизация эффузивов, связанная с процессом лиственитизации, и фактически до отложения сульфидов сформировалась та же карбонатная среда. На контакте карбонатных пород с монцонитоидами образовались скарны, в которых в дальнейшем локализовалась молибден-вольфрамовая минерализация [15].

4. Для золоторудных систем важен фактор длительности их существования и устойчивой направленности развития.

В Дарасунской золоторудной системе субщелочная тенденция магматизма начинает проявляться уже в палеозойское время и выдерживается на протяжении всего фанерозоя, причем во всех возрастных группах пород отмечаются признаки гибридизма. С внедрением в раннемезозойское время гранитных интрузий амананского комплекса связана интенсивная гранитизация габброидных пород, в участках проявления которой в позднеюрское время формируется полистадийное золотосульфидное оруденение. В сопряженной с гранитизированными породами зоне базификации образуется ранняя магнетитовая минерализация.

5. Металлогеническая специализация рудно-магматических систем зависит от уровня глубинности.

В близповерхностных условиях на глубинах 300—500 м в связи с вулканическими фациями [7] формируются низкотемпературные месторождения (As, Sb, Hg, Ag, CaF₂). В современном срезе они чаще всего размещаются в депрессионных структурах — Балейская золоторудная, Куйтунская и Усуглинская флюоритовые системы.

В условиях глубин 1—2 км в связи с субвулканическими фациями магматитов образуются среднетемпературные полиметаллические и золоторудные месторождения (Александровозаводская, Нерчинскозаводская, Широкинская, Быстринская, Дарасунская и другие системы).

В условиях наибольших относительных глубин (3—6 км) в связи с гипабиссальными интрузиями формируются редкometалльные оловянные и вольфрам-молибденовые месторождения (Харалгинская, Жирекенская и другие системы).

Редкometалльная минерализация (Sn, W, Mo) локализуется исключительно в куполообразных выступах интрузий. Это наблюдается в Быст-

ринской и Широкинской кольцевых структурах Забайкалья [15] аналогично Боливийской [2], Корнуольской [11], Дальневосточным [5] и другим системам. На удалении от куполов размещается, как правило, осложняющая минерализация. В Быстринской и Широкинской системах Забайкалья молибден-вольфрамовая минерализация и ореолы по направлению от Быстринского и Лугинского штоков во вмещающие породы сменяются последовательными зонами колчеданной, полиметаллической, сульфосольной и сурьмяной минерализации.

Полиметаллическая и золоторудная минерализация располагаются всегда во вмещающих породах интрузивных куполов.

Зональное расположение минерализации находится в прямой зависимости от градиента температуры и соответствует классической зональности Эммонса [19]. Объясняется это явление ярусным расслоением магматического очага в процессе эманационной дифференциации на промежуточные камеры, расположенные на различной глубине [13, 15]. Отсюда степень вскрытия (эрозии) системы в ряде случаев определяет только ее условную рудную специфику.

6. Металлогеническая специализация рудно-магматических систем с латитовым магматизмом определяется также положением систем в общей структуре региона. В Забайкалье оловорудные системы с латитовым магматизмом сосредоточены на территории Хэнтей-Даурского сводового поднятия. Эта область характеризуется наибольшей мощностью земной коры (46–48 км [9]), преобладанием среди осадочных пород терригенных формаций, широким развитием гранитоидного магматизма, преимущественно в ее центральной части, угнетенным положением пород латитовой серии с преобладанием среди них кислых дифференциатов и приуроченностью этих образований к периферии свода [3].

Полиметаллические системы с латитовым магматизмом тяготеют к Приаргунской мегадепрессии и Борзинско-Газимурскому краевому шву, отделяющему мегадепрессию от Восточно-Забайкальского сводового поднятия. Это область с меньшей мощностью земной коры (39–40 км [9]), наличием карбонатных формаций, угнетенным развитием гранитоидного магматизма, который по масштабам уступает место латитовому магматизму и преимущественно его более щелочной ветви.

Золоторудные и молибденовые системы тяготеют к зоне Монголо-Охотского глубинного разлома, разделяющего Селенгино-Витимскую каледонскую и Монголо-Забайкальскую герцинскую складчатые системы. Золоторудные системы размещаются как к юго-востоку от разлома на территории Восточно-Забайкальского свода, так и к северо-западу от него на территории Северо-Даурского сводового поднятия. Эта область по мощности земной коры сопоставима с Приаргунской зоной. Однако здесь практически отсутствуют осадочные породы и вмещающими являются магматические образования разной основности и возраста. Породы латитовой серии золоторудных систем по масштабам развития уступают латитоидам Приаргунья и несут значительные признаки гибридизма.

Определяющими факторами металлогенической специализации рудно-магматических систем являются также физико-химические условия их формирования, но эта тема требует специального рассмотрения.

Открытие рудно-магматических систем с латитовым магматизмом позволяет по-новому подойти к оценке такого старого горно-рудного района, как Забайкалье. Будущее горной промышленности региона за этими многометаллическими системами, представляющими интерес на комплекс металлов. Большинство из этих систем в Забайкалье — известные рудные районы, однако с позиции добычи комплексного рудного сырья они практически не изучены. Задача выявления их комплексной продуктивности актуальна, ее успешное решение предопределется совместным использованием геологических, геофизических, геоморфологических и геохимических методов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Л. А., Зорина Л. Д., Афонина Г. Г. и др. Турмалин золоторудных месторождений Восточного Забайкалья // ЗВМО.— 1986.— Ч. 115, вып. 2.— С. 191—200.
2. Геология месторождений олова зарубежных стран/Константинов Р. М., Лутов С. Ф., Макеев Б. В. и др.— М.: Недра, 1969.— 328 с.
3. Геохимия мезозойских латитор Забайкалья/Таусон Л. В., Антипов В. С., Захаров М. Н., Зубков В. С.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 215 с.
4. Захаров М. Н., Гундобин Г. М., Легейдо В. А., Казьмин Л. А. Золото и серебро в интрузиях верхнего мела и палеогена Северного Приохотья // Геология и геофизика.— 1977.— № 10.— С. 48—56.
5. Зональность и глубинность оловянного оруденения (на примере Кавалеровского района)/Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Кокорин А. М. и др.— М.: Наука, 1980.— 180 с.
6. Карелин С. П., Федоров В. П., Истомин В. П., Рокин К. Е. Тектоно-магматические структуры центрального типа Газимуро-Заводского рудного района // Геология рудных полезных ископаемых Забайкалья и смежных территорий.— Чита, 1981.— С. 38—40.
7. Китаев Н. А. О зонах золоторудной минерализации в Восточном Забайкалье // Геология и геофизика.— 1983.— № 2.— С. 53—60.
8. Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.— 160 с.
9. Менакер Г. И. Разработка методов объемного прогнозирования и оценки рудоносности территорий на основе геолого-геофизических моделей // Прогнозирование рудоносных площадей.— М.: Наука, 1976.— С. 195—245.
10. Полох В. П., Евсеев Ю. П., Кочнева Н. Т. Особенности строения и условия локализации рудных районов и узлов, связанных с активизацией протерозойского основания Восточного Забайкалья (на примере Усть-Карского рудного района) // Металлогенический анализ в областях активизации.— М.: Наука, 1977.— С. 122—164.
11. Рундквист Д. В. Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений // Геология рудных месторождений.— 1980.— № 6.— С. 3—17.
12. Санин Б. П., Зорина Л. Д. Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья.— М.: Наука, 1980.— 195 с.
13. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— С. 183—198.
14. Таусон Л. В. Геохимия и металлогенез латитовых серий // Геология рудных месторождений.— 1982.— № 3.— С. 3—14.
15. Таусон Л. В., Баумштейн В. И., Зорина Л. Д. Геохимические поля Быстринского рудного узла // Там же.— 1985.— № 5.— С. 34—44.
16. Томсон И. Н., Полякова О. П. Связь рудных районов Восточного Забайкалья с позднемезозойскими сводовыми поднятиями // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР.— М.: Наука, 1972.— С. 55—60.
17. Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1973.— Т. 10.— С. 49—65.
18. Трошин Ю. П. Геохимическое значение вариаций содержания кислорода в биотите // Геохимия.— 1983.— № 4.— С. 514—521.
19. Эмmons В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных жил, связанных с гранитоидными батолитами // Геология рудных месторождений западных штатов США.— М.: ОНТИ, 1937.— С. 311—335.

В. Д. Пампурा, А. А. Хлебникова

УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЗОЛОТА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Рудообразующая деятельность современных гидротермальных систем в областях современного и четвертичного вулканизма различных геодинамических обстановок рассматривается нами как начальный этап в развитии гидротермального рудообразования, а сами гидротермальные системы — как минералого-геохимические аналоги месторождений плиоцен-миоценовой малоглубинной золоторудной формации [6]. В связи с этим научный и практический интерес представляют данные о геохимии золота на современном этапе развития гидротермальной системы.

Генетические особенности минералообразования в современных гидротермальных системах

Пространственно и генетически зарождение и развитие гидротермальных систем связано с долгоживущими вулканическими центрами, принадлежащими известково-щелочной серии, за время существования которых в течение 15—20 млн лет возникло несколько периодов активной гидротермальной деятельности длительностью от 5—10 тыс. до 1—3 млн лет. За относительно короткий период развития гидротермальных систем, до десятков тысяч лет, как показывают исследования, не происходит образования разветвленной структуры жильных тел выполнения, столь характерных для палеогидротермальных месторождений. Наряду с этим известны отдельные гидротермальные системы, в которых развиты жильные образования, выполненные кварцем, карбонатами, цеолитами и сульфидными минералами. Подобные образования, именуемые трещинами гидроразрыва [14], описаны на месторождении Бродлендс (Новая Зеландия) и содержат брекчированные окварцованные вмещающие породы, скементированные крустификационными отложениями кварца, кальцита, адуляра и сульфидов. Однако изучением глубоких скважин установлено, что подавляющая часть сульфидов рассеяна во вмещающих породах. В пределах Паужетской гидротермальной системы наблюдаются круто-падающие маломощные кальцитовые жилы выполнения. Подавляющее большинство трещинных водоносных структур Паужетского и других геотермальных месторождений представлено открытыми полостями, инкрустированными кристаллическими щетками минералов-новообразований. Активное минералообразование осуществляется в трещинно-поровом пространстве вмещающих пород таким образом, что наряду с выполнением полостей минеральным веществом происходит обратный процесс растворения минералов-вкрапленников, образование вторичной пористости, пустот выщелачивания.

Расчеты балансов вещества при гидротермальном изменении пород свидетельствуют о незначительном преобладании привноса вещества над

его выносом. Например, при формировании хлорит-ломонтитовых метасоматитов (170–200°C) на Паужетском месторождении поступление вещества составляет в сумме для группы компонентов Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K и CO₂ — 8,3% от исходной объемной массы пород. В то же время Больше-Банное геотермальное месторождение (Камчатка) характеризуется преобладанием выноса вещества из пород от 0,59% в альбит-цеолитовой зоне до 8,8% в альбит-адуляровой зоне [8]. По этим же данным для Паратунской гидротермальной системы (80°C) вынос породообразующих компонентов в сумме составляет 5,8% для альбит-цеолитовой зоны. Аналогичные масштабы миграции вещества типичны для гидротермальных систем Бродлендс, Вайракей в Новой Зеландии [19], Стимбот-Спрингс, США, Невада [7] и других известных геотермальных районов.

Характерной особенностью современных, в особенности молодых гидротермальных систем, активность которых оценивается интервалом 5–50 тыс. лет [6, 20], служит естественная разгрузка гидротерм, поступающих с различных горизонтов. Геологически малое время существования активного обмена вода — порода в недрах гидротермальных систем в сочетании с разгрузкой, достигающей значительных расходов, определяет относительно небольшой срок «пребывания» гидротермального раствора в глубинных условиях высоких температур и давлений. Это происходит в силу существования непрерывной инфильтрации поверхностных вод из области питания на глубину, их нагрев и подъем в область разгрузки, что и представляет собой основной механизм геотермальной активности [11]. В работе [19] количественно оценены соотношения разгрузки гидротерм Японии и объема осадков в области питания, изменяющиеся от 0,06 до 0,33, т. е. существует избыток вод питания, поступающих в подземный сток.

Использование изотопных данных позволяет рассчитать время движения или пребывания поверхностных вод на различных уровнях некоторых гидротермальных систем. Дж. Эльдер [11], используя данные радиоуглеродного датирования вод гидротермальной системы Вайракей (Новая Зеландия) и содержания в них трития, выполнил оценку длительности подземного стока вод: глубокая циркуляция гидротерм до 4–5 км — 10⁴ лет, среднеглубинная, до 1–2 км, — 10³ лет и малоглубинная разгрузка, до 0,5–1 км, — 10 лет. Изотопные исследования с использованием трития в водах области питания хлоридно-натриевых гидротерм Эль-Татио (Чили) дают оценку времени подземного стока холодных вод — 15–17 лет [10].

Приведенные значения времени пребывания вод в глубинных условиях достаточно малы относительно времени длительности геотермальной активности гидротермальных систем: Вайракей — 500 тыс. [11, 13], Эль-Татио — 10–15 тыс. лет [6]. Это обстоятельство налагает определенные ограничения на условия равновесия отдельных минеральных фаз в системе вода — порода в целом для современных гидротермальных систем. Кроме того, расчетами на основе имеющихся экспериментальных данных [1] установлено, что оценка скорости растворения пород при гидротермальном изменении базальтов и дацитов в зависимости от температуры колеблется от 8·10⁻⁵ — 9·10⁻⁴ (85°C) до 2·10⁻² — 4·10⁻¹ (160–175°C) мг/ч. При таких темпах обмена веществом в системе вода — порода за относительно короткое время пребывания гидротерм в глубинных условиях не достигается полная степень метасоматических преобразований и дифференциации вещества в больших объемах пород. Например, даже в зоне высоких температур (160–200°) и активного водообмена в псефитовых туфах Паужетского месторождения наибольшая степень метасоматического замещения плагиоклазов от 20 до 100% захватывает интервал 130–150 м по вертикали, т. е. 17–20% от мощности всей зоны гидротермальных изменений. Средняя степень преобразования различных типов вулканитов здесь колеблется от 10 до 20%.

Аналогичные преобразования на месторождениях Бродлендс составляют 35–70%, а для высокотемпературных систем Исландии Несьявеллир, Хверагерди и Рейкьянес — около 35% [16]. Среди образующихся метасоматитов здесь отсутствуют анхимономинеральные породы. Новообразованные минеральные ансамбли состоят из слабоупорядоченных фаз, например низкоупорядоченных полевых шпатов, присутствуют рыхлые смешанослойные структуры, характерны «метастабильные ассоциации» типа α -кристобалит + α -тридимит и т. д. [1, 6, 8, 16]. Перечисленные особенности процесса минералообразования характеризуют современные гидротермальные системы как проявления неустановившегося прогрессивного начального этапа минералообразования в открытых условиях, не достигших режима термостатирования.

Геохимические восстановительные барьеры

Отмеченные условия гидротермального минералообразования приводят к своеобразным формам концентрирования рудного вещества на геохимических барьерах, как правило, не имеющих прямых аналогов в палеотипных гидротермальных рудных месторождениях. Рассматриваемые барьеры — первичная форма концентрирования рудных металлов, в данном случае золота, возникшая до формирования трещинных структур — жильных тел выполнения. Геохимические барьеры возникают в условиях прогрессивного развития гидротермального процесса [6], в период интенсивных потоков тепломассообмена в системе вода — порода в начальной стадии развития гидротермальной системы при неполной степени метасоматизма и дифференциации вещества.

Особенность распределения золота и его элементов-спутников в современных гидротермальных системах — их концентрирование на восстановительных геохимических барьерах. Закономерности распределения золота свидетельствуют о наличии трех типов барьеров: глубинного сульфидного, субповерхностного сульфидного и барьера зоны разгрузки гидротерм. Геохимической особенностью выделяемых барьеров является различное участие в

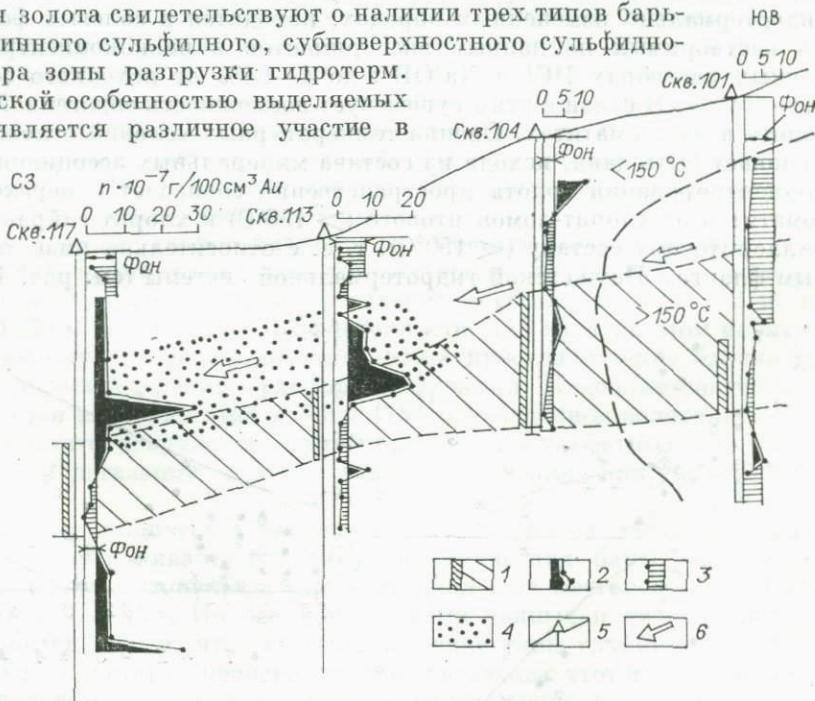


Рис. 1. Распределение золота ($n \cdot 10^{-7}$ г/100 см³) на глубинном сульфидном барьере Паугетского месторождения гидротерм.

1 — хлорит-цеолит-полевошпатовые метасоматиты; 2 — зоны отложения золота; 3 — зоны выноса золота; 4 — предполагаемый контур геохимического барьера; 5 — скважины; 6 — движение гидротерм.

процессе рудоотложения растворенных органических веществ и органической среды, представленной бактериями и низшими растениями.

Рассмотрим детально изученные гидротермальные системы с точки зрения геохимических барьеров.

Паужетское месторождение гидротерм [6] характеризуется наличием двух типов геохимических барьеров: глубинного и субповерхностного. Глубинный сульфидный барьер (рис. 1) приурочен к цеолит-хлоритовой зоне гидротермально измененных пород, особенности строения и состава которых подробно описаны в работе [6]. Полученные в результате опробования геотермальных скважин данные дают возможность выделить уровни концентрирования и рассеяния золота. В области геохимического барьера содержания золота достигают 16–19 мг/т и тяготеют к обогащенным пиритом ломонтит-хлорит-ортоклазовым метасоматитам. Распределение объемных содержаний золота — мг/100 см³ — в разрезе толщи гидротермально измененных пород таково, что их отчетливо выраженный максимум находится над центральной частью ломонтит-хлоритовой зоны.

Область концентрирования золота на барьере выше и ниже его, а также по простиранию ограничена участками выноса металла. При этом соотношение объемных содержаний золота над барьером, на барьере и под ним в одном из сечений по скв. 113 составляет (если над барьером содержание принять за 1) 1 : 13 : 1,2 (см. рис. 1). Подсчеты объемных содержаний по 9 скважинам показывают, что средневзвешенные количества золота на барьере ($+2,8 \cdot 10^{-4}$ мг/100 см³) и в зонах выноса примерно совпадают ($-2,2 \cdot 10^{-4}$ мг/100 см³), что свидетельствует о преобладании процессов его перераспределения в ходе метасоматических преобразований пород водоносного горизонта. Возрастание содержаний золота в метасоматитах связано с обогащением их сульфидной серой.

Для хлора и углекислоты наблюдается обратная зависимость (рис. 2). Очевидно, существенная в ряде случаев часть золота, рассеянного в гидротермально измененных породах, находится в солевых формах, легко растворимых по данным экспериментов в низкоконцентрированных водных растворах HCl и Na(OH): до 4–64% от исходного содержания 0,5–9 мг/т. В связи с этим существует возможность эндогенной миграции золота в метасоматитах. Оценка температурных условий отложения золота может быть дана, исходя из состава минеральных ассоциаций: область концентрирования золота пространственно совпадает с переходом метасоматитов от хлорит-ломонтитового ($> 150^{\circ}\text{C}$) к хлорит-вайракит-монтмориллонитовому составу ($< 150^{\circ}\text{C}$), т. е. с относительно низкотемпературным флангом Паужетской гидротермальной системы (см. рис. 1).

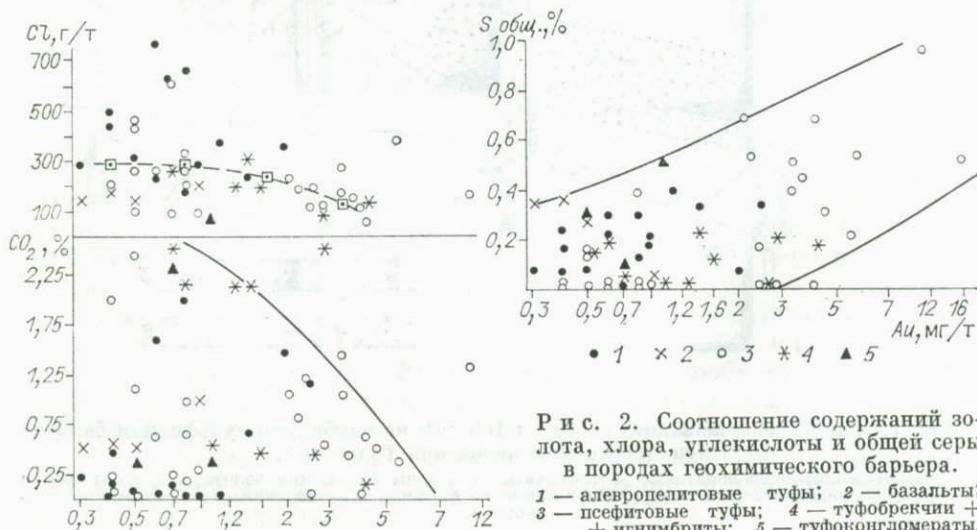


Рис. 2. Соотношение содержаний золота, хлора, углекислоты и общей серы в породах геохимического барьера.
 1 — алевропелитовые туфы; 2 — базальты;
 3 — псефитовые туфы; 4 — туфобрекции +
 + игнimbриты; 5 — туфоконгломераты.



Рис. 3. Субповерхностный геохимический барьер в разрезе Восточно-Паужетского термопроявления.

1 — неизмененные туфогравелиты и пемзы; 2 — каолинитовые глины; 3 — каолинит-монтмориллонитовые глины; 4 — монтмориллонитовые глины с сульфидами; 5 — область обогащения золотом монтмориллонитовых глин — геохимический барьер; 6 — номер скважины.

Сопоставление распределения золота и современных температур в скважинах свидетельствует о тенденции связи относительно повышенных его содержаний (свыше 4 мг/т) с областью температур 150—205°C.

Субповерхностный сульфидный барьер приурочен к горизонту монтмориллонитовых сульфидсодержащих глин, закономерно развитому в пределах термопроявлений [6]. Область концентрирования золота с содержаниями до 8—100 мг/т приурочена к зоне обогащения глин тонкой вкрапленностью пирита и марказита в непосредственной близости к границе вышележащей каолинитовой зоны и характеризуется температурами 60—100°C (рис. 3). Эта граница с геохимической точки зрения отвечает скачкообразной смене окислительно-восстановительного потенциала, с чем сопряжено изменение железистости пород $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и количества сульфидной серы (рис. 4) в вертикальном разрезе. Поровые растворы зоны сульфидаобразования аномально обогащены золотом (см. таблицу), являясь по химическому составу сульфатно-хлоридными щелочно-земельными кислыми водными растворами с высокими концентрациями марганца (1—12 мг/л), железа (10—580), цинка (4—340) и меди (0,4—33 мг/л).

Гидротермальная система Бродлендс (Новая Зеландия), детально исследованная [13, 14, 18], представляет собой пример обогащения золота на аналогичных геохимических барьерах.

В разрезе толщи гидротермально измененных пород наблюдается рост содержаний золота и его элементов-спутников, Sb, As и Tl в коллективной фракции сульфидов (пирит + галенит + сфалерит) от 9—12 мг/т на глубине 1330 м до 16,6 г/т близ поверхности (148 м). При этом наблюдающиеся максимумы в распределении золота пространственно близки к максимумам в распределении сульфидной фракции. Подобные соотношения объясняются авторами этой работы [18] соосаждением золота и сульфидов в результате разрушения транспортных тиосульфатных комплексов золота при дегазации H_2S в ходе охлаждения или разгрузки гидротерм.

Существенные количества золота и сопутствующих металлов приурочены к третьему аквальному типу геохимических барьеров — зоне разгрузки гидротерм, типичному для геотермальных месторождений Новой Зеландии и Японии. Из полученных нами данных и литературного обзора становится ясным, что все геохимические типы глубинных и субповерхностных гидротерм, непосредственно питающих этот тип барьеров, обогащены золотом относительно других типов природных вод на 1—3 порядка, в том числе поверхностных пресных вод, азотных терм и вод океана [5]. Наибольшие содержания золота обнаружены в хлоридно-щелочно-металлических гидротермах первого геохимического типа, обогащенных H_2S и CO_2 : гидротермальная система Черро-Прието (Мексика).

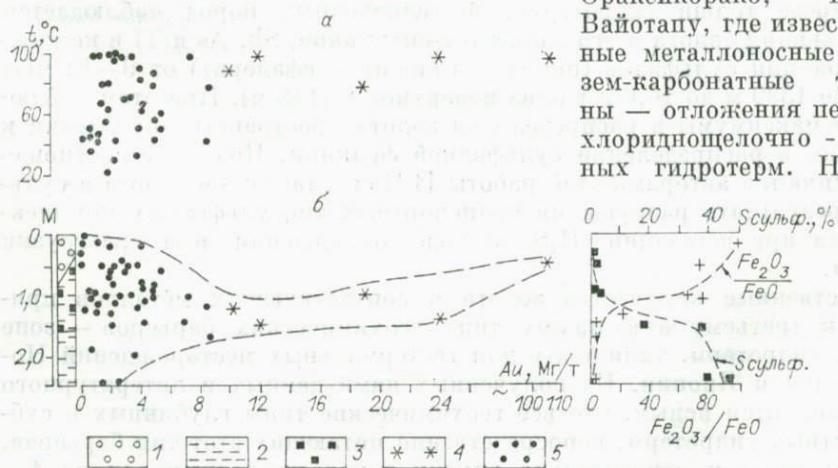
Содержание золота в водах Паужетского геотермального месторождения

Номер пробы	Место отбора	t , °C	pH	Au, мкг/л	Cl^- , мг/л	SO_4^{2-} , мг/л	H_2S , мг/л	ΣFe , мг/л
<i>Термальные воды из глубоких скважин</i>								
7105	Скв. РЭ-3	97	7,4	0,032	1322	53	2,3	Не опр.
7044	Скв. К-15	93	7,0	0,0012	1188	296	2,7	0,03
К-20	Скв. К-20	93	7,9	0,0043	130	55	Не опр.	Не опр.
Р-106	Скв. Р-106	96	7,8	0,038	2067	127	»	»
К-16	Скв. К-16	93	7,8	0,015	941	76	3—5,4	»
К-120	Скв. К-120	96	7,8	0,0016	—	92	Не опр.	»
К-123	Скв. К-123	96	7,5	0,0012	1380	53	»	»
Г-3	Скв. ГК-3	95	8,3	0,047	1754	136	»	»
Г-4	Скв. ГК-4	93	8,3	0,027	1640	136	»	»
<i>Термальные воды зоны разгрузки</i>								
Г-2	Источник Гейзер-2	92	7,5	0,0004	863	58	1,4—5,1	Не опр.
Л-1	Источник Левый-1	70	7,0	0,001	—	120	Не опр.	»
<i>Поровые растворы субповерхностных термопроявлений</i>								
6006/1	Восточно-Паужетское	57,5	3,4	0,68	55,7	2 962	Не опр.	6,12
6006/1,8	»	64,5	3,1	0,39	52,4	6 413	»	580,2
6006/0,4	»	65,0	3,2	0,75	40,4	2 839	»	10,2
6004/0,4	»	62,0	2,3	0,68	19,1	11 892	»	178,8
6022	Южно-Камбальное термопроявление II	60,0	0,97	0,50	1794	25 142	»	Не опр.
6028		70,0	1,55	1,40	3788	56 376	»	»

П р и м е ч а н и е. Аналитики А. А. Хлебникова, В. М. Новиков, Г. П. Сандимирова, Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР. Атомно-абсорбционный метод с предварительной экстракцией [6]. Приведена температура вод на изливе скважин или в местах разгрузки.

ка) — 39 мкг/л [15], Бродлендс — 0,1—0,04 [18], Йеллоустон (США) — 0,4—0,04 мкг/л [12]. Количество золота в Паужетских (Камчатка) хлоридно-щелочно-металльных гидротермах варьирует от 0,047 до 0,0004 мкг/л независимо от химического состава вод при колебаниях отношения $\text{Cl}/\text{SO}_4 = 4—26$ и температуры разгрузки 70—97°C (см. таблицу). Характерны в этом отношении гидротермальные системы Бродлендс,

Оракейкорако, Ротокава, Вайтапу, где известны мощные металлоносные кремнеzem-карбонатные травертины — отложения перегретых хлориднощелочно-металльных гидротерм. Например,



Р и с. 4. Распределение золота на субповерхностном барьеере в разрезе Восточно-Паужетского термопроявления в зависимости от температуры (а) и расстояния от земной поверхности (б).

1 — каолинитовые глины; 2 — монтмориллонитовые глины; 3 — сульфиды; 4 — золото в пирит-марказитовой фракции; 5 — золото в породах.

травертины Бродлендс, источников Охаки и Шампайн содержат от 88—508 мг/т до 40—55,7 г/т золота, а аналогичные отложения верхнеплейстоценового возраста месторождений Оракейкорако [3] мощностью около 20 м обогащены золотом и серебром — 4,07 и 101,5 г/т. Исследования показывают, что рудные осадки представляют собой свежеосажденный кремнезем, содержащий хлопьевидные частицы метастибнита с высокими содержаниями золота, серебра, мышьяка, таллия. Процесс отложения металлоносного осадка происходит в условиях максимальной дегазации гидротермального раствора при уменьшении содержания H_2S в 120 раз, изменении pH от 5—6 до 8,3 и охлаждении гидротерм от 298 до 95°C.

Выделенные нами типы геохимических барьеров характеризуются различием в градиентах температур и физико-химических свойств растворов, равновесных с породами. Области концентрирования золота на глубинных сульфидных барьерах имеют видимую горизонтальную протяженность до 500—1000 м (Паужетка) и вертикальные размеры от 150—200 до 1100 м (Бродлендс). Размеры субповерхностных барьеров укладываются в 1—3 м, т. е. мощности горизонтов бентонитовых глин, обогащенных сульфидами. Аквальные барьеры в виде террасовидных уступов или покровов кремнистых гейзеритов достигают 5—20 метров (Оракейкорако, Ротокава). Размерам барьеров обратно пропорциональны температурные градиенты: глубинный 0,05—0,1°C/m, субповерхностный 20—50°C/m и аквальный 2—10°C/m.

Образующиеся области обогащения золота на геохимических барьерах в различных физико-химических условиях современных гидротермальных систем имеют две общие черты, причинно связанные с процессом минералообразования: удаление из системы сероводорода и активное сульфидообразование. Наибольшие масштабы отложения золота связаны с физико-химическими процессами на глубинном сульфидном барьеере. Поэтому остановимся более подробно на возможных моделях физико-химии переноса и отложения золота в условиях повышенных температур и давлений.

Физико-химические условия отложения золота

Генетические условия современного минералообразования в гидротермальных системах таковы, что большое значение приобретают пространственно-временные соотношения вода — порода, изменяющиеся в широких пределах и открывающие возможности для реализации условий частичного равновесия. Физико-химическое моделирование процессов переноса и отложения золота осуществлено методом минимизации свободной энергии по программе «Селектор» [6] для случая взаимодействия основных и кислых пород с хлоридно-натриевым раствором в диапазоне 150—250°C и давлении 100 бар. Валовый химический состав водной фазы соответствует хлоридно-натриевым гидротермам Бродлендс (Новая Зеландия), в которых начальное молярное отношение $Cl/S = 15$, валовое количество серы 0,0033 моль/кг H_2O , а исходное содержание золота в растворе задано 10^{-7} моль/кг H_2O . Изобарно-изотермические потенциалы всех фаз системы заимствованы из работ [4, 6]. Взаимодействия гидротерм с породами моделируются как необратимый процесс минералообразования при различных соотношениях масс вода — порода, имитирующихся изменением так называемой v — «степени протекания» от 0 до 1, когда $v = 10^{-5}$ [2]. В моделях для удобства вместо v введен логарифм степени протекания ($-\lg \xi$).

Анализ полученных физико-химических моделей дает возможность представить оптимальные условия реализации переноса и отложения золота при взаимодействии хлоридно-щелочно-металлических гидротерм, обогащенных CO_2 (до 500 мг/кг H_2O) и H_2S (до 700 мг/кг H_2O) с основны-

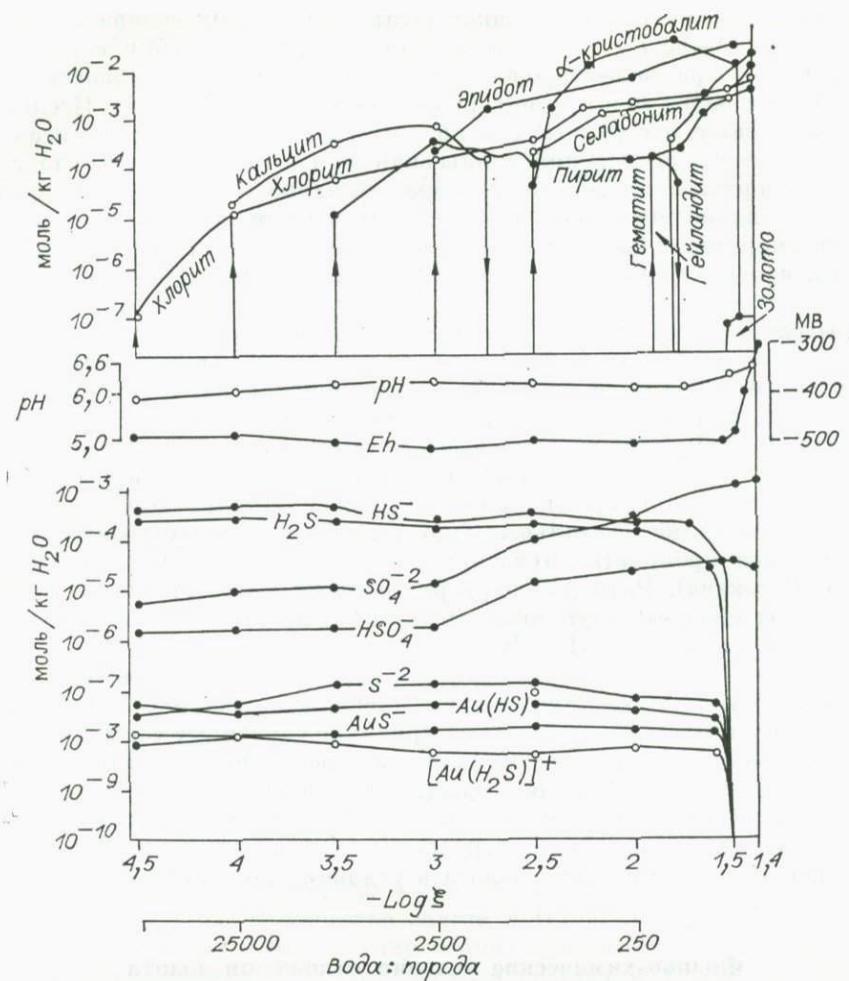


Рис. 5. Диаграмма изменения минерального состава и компонентов поровых растворов в зависимости от соотношения вода : порода или степени протекания при взаимодействии базальтов и раствора типа «Метео-3» при $T = 250^\circ\text{C}$ и $P = 100$ бар.

ми и кислыми вулканитами. Наиболее полно представлен минеральный ансамбль, типичный для рассмотренных выше геохимических глубинных барьеров, на модели взаимодействия гидротерм с базальтами в диапазоне температур 200 — 250°C (рис. 5). Строгая последовательность минералообразования, формирующаяся при 250°C , завершается отложением ассоциации гематит + золото (рис. 5). В условиях этой модели все количество растворенного золота (10^{-7} моль/кг H_2O) полностью определяется сульфидными комплексами $Au(HS)^0$, A и S^{2-} и $[Au(H_2S)]^+$, устойчивыми при условиях модели: 250°C , давлении 100 бар, pH 5,9—6,5 и Eh от -520 до -500 мв. Подобное положение сохраняется до момента достижения соотношения вода — порода около 100. Физико-химическая модель заключает геохимический барьер для золота, представляющий собой степень протекания или $-lg \xi = 1,52$ (соотношение вода — порода равно 100), при которой происходит скачкообразное изменение окислительного потенциала ($Eh = -480$ мв) порового раствора, равновесного с ансамблем минералов: гематит + селадонит + пенинин + эпидот + α -кристобалит + гейландин + золото (рис. 5). Отложение золота происходит на фоне смены ассоциаций минералов: пирит замещается гематитом в ассоциации с гейландином. Одновременно завершается образование α -кристобалита, что приво-

дит к совокупности с возникающим ансамблем минералов к слабому относительному росту щелочности гидротермального раствора. В то же время резкое изменение окислительно-восстановительного потенциала здесь определяется в основном реакцией смены пирит \rightarrow гематит: $2\text{FeS}_2 + 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+ + 2e^- = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{H}_2\text{S}$.

Восстановление золота в сульфидных комплексах при данном pH легко осуществляется за счет сильного восстановителя — сероводорода, окисляющегося до сульфат-иона. При этом парциальное давление кислорода в системе возрастает от 10^{-35} до 10^{-29} бар, а водорода и сероводорода падает от $10^{-2.5}$ и 10^{-2} до $10^{-6.5}$ и 10^{-20} соответственно. Из полученных моделей следует, что в рассматриваемых богатых сероводородом и углекислотой современных гидротермах вероятной формой транспорта золота являются его сернистые соединения, в то время как хлоридный перенос осуществляется лишь при высоком парциальном давлении кислорода в среде кислых растворов.

*
* * *

Итак, концентрации золота в гидротермах областей современного вулканизма на 1—3 порядка превышают содержания этого металла в других типах подземных вод. Повышенные содержания золота обеспечиваются температурой гидротерм, присутствием сероводорода и активным поступлением вещества из вмещающих пород.

В современных гидротермальных системах присутствуют три области концентрирования золота, отождествляемые с геохимическими барьерами: глубинный сульфидный барьер, субповерхностный сульфидный и аквальный, или барьер зоны разгрузки гидротерм. Степень концентрирования золота определяется контрастностью градиентов температуры и физико-химических свойств барьеров.

ЛИТЕРАТУРА

- Карпов Г. А. Экспериментальные исследования минералообразования в гидротермальных скважинах.— М.: Наука, 1976.— 171 с.
- Карпов И. К., Киселев А. И., Дорогокупец П. И. Термодинамика природных мультисистем с ограничивающими условиями.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 250 с.
- Лебедев Л. М. Минералы современных гидротерм.— М.: Наука, 1979.— 198 с.
- Летников Ф. А., Вилор Н. В. Геохимия золота в гидротермальном процессе.— М.: Недра, 1981.— 120 с.
- Ломоносов И. С., Кустов Ю. И. Золото и серебро в минеральных водах Сибири // Геология и геофизика.— 1985.— № 12.— С. 50—55.
- Пампуря В. Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 151 с.
- Сигвалдсон Г. Е., Уайт Д. Е. Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам двух буровых скважин (источники Стимбат, Невада) // Геохимия современных поствулканических процессов.— М.: Мир, 1965.— С. 153—160.
- Трухин Ю. П., Петрова В. В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса.— М.: Наука, 1976.— 177 с.
- Юхара К. Роль гидротермальной тепловой разгрузки в Японии // Вулканализм островных дуг.— М.: Наука, 1977.— С. 126—136.
- Cusicanqui H., Mackon W. A. J., Ellis A. J. The geochemistry of El Tatio geothermal field, N. Chile // Proc. Soc. United Nat. Symp. Develop. and Use of Geothermal Res.— 1976.— Vol. 1.— P. 703—711.
- Elder J. W. Heat and mass transfer in the Earth's Hydrothermal systems// New Zealand Dept. Sci. Industr. Res. Bul.— 1966.— Vol. 169.— P. 115.
- Gottfried D., Rowe J. J., Tilling R. I. Distribution of gold in igneous rocks // Geol. Surv. Prof. paper.— 1972.— Vol. 727.— P. 42.
- Grindley G. W. Geology of New Zealand geothermal steam field // United Nat. Conf. on New Sources of Energy.— 1961.— Paper 35/G/34.— Vol. 2, pt 1.— P. 237—245.
- Grindley G. M., Browne P. L. Structural and hydrological factors controlling the permeabilities of some hot — water geothermal fields// Proc. Soc. United Nat. Sympos. Develop. and Use of Geothermal Res.— 1975.— Vol. 1.— P. 377—386.

15. Hattori K. Geochemistry of ore deposition at the Yatani Lead — Zinc and Gold — Silver Deposit Japan // Econ. Geol. — 1975. — Vol. 70. — P. 677—693.
16. Kristmannsdottir H., Tomassen J. Nesjavellir. Hydrothermal alteration in a high-temperature area // Proc. Internat. Sympos. on Water-Rock Interaction. — Prague, 1974. — P. 171—180.
17. Lloyd E. F. Geology and hot springs of Orakeukorako // New Zealand Geol. Surv. Bull. — 1972. — Vol. 85. — P. 164.
18. Ritchie J. A. A determination of some base metals in Broadlands geothermal waters // New Zealand Dept. Sci. Industr. Res. Chem. Div. — 1973. — Rept. CD 2164. — P. 24.
19. Steiner A. Hydrothermal rock alteration at Wairaki // Econ. Geol. — 1953. — Vol. 48, N 1. — P. 1—13.
20. Sumi K., Takashima I. Absolute ages of the hydrothermal alteration haloe and associated volcanic rocks in some Japanese geothermal fields // Proc. Soc. United. Nat. Sympos. Develop. and Use of Geothermal Res. — 1976. — Vol. 1. — P. 625—634.

З. И. Петрова, В. И. Левицкий

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ В ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Гранулито-гнейсовые комплексы представляют собой древнейшие структурно-вещественные элементы континентальной коры, характеризующиеся широким развитием разнообразных гранитоидов, в том числе калишпатовых с содержанием K_2O 3,5% и выше. Поскольку считается, что такие комплексы абсолютно преобладают в гранитно-метаморфическом слое, распространенном в основании всех современных континентов [10], исследование их вещественной эволюции имеет принципиальное значение для выявления закономерностей становления и развития земной коры континентального типа.

В данной статье обсуждаются геохимические особенности гранитоидов, характерных для этих комплексов, и делаются некоторые выводы относительно их генезиса. В основу положены результаты, полученные авторами в ходе геолого-геохимических исследований древнейших толщ Восточной Сибири, относящихся к типичным гранулито-гнейсовым комплексам, но занимающих разное тектоническое положение. Две из них — федоровская и шарыжалгайская серии — составные части фундамента Сибирской платформы: первая входит в состав Алданского кристаллического щита, обнажающегося в центральной части платформы, вторая образует краевой выступ ее фундамента, прослеживающийся на поверхности от юго-западного побережья оз. Байкал в северо-западном направлении более чем на 300 км. Третья — ольхонская серия — является самой древней толщей в гетерогенном складчатом поясе, обрамляющем с юга Сибирскую платформу и сочленяющемся с ней по зоне катаклизитов и милюнитов глубинного Приморского разлома, к которому приурочены интрузии рапакивиподобных гранитов одноименного с разломом комплекса [1].

В названных толщах более 50% площадей их распространения, а в шарыжалгайской серии около 80% занимают гранитоиды вместе с мигматитами. Они слагают общие тела, в пределах которых разнообразные гранитоиды связаны постепенными переходами как между собой, так и с разнообразными мигматитами. Через мигматизированные разности и темевые мигматиты, а в случае карбонатных пород через зоны скарнов гранитоиды постепенными переходами связаны также и со всеми вмещающими их породами гранулитовой фации, представленными главным образом сланцами и гнейсами, в меньшей мере мраморами, кварцитами и другими литологическими разновидностями. Пласти вмещающих пород как бы «просвечивают» сквозь обширные мигматит-гранитоидные поля. Секущие контакты редки. В федоровской и шарыжалгайской сериях их имеют лишь

апофизы, отходящие от линзовидных гранитных обособлений с расплющеными границами среди теневых мигматитов. В ольхонской серии связь гранитоидов в секущих телах с полями теневых мигматитов удается выявить не всегда. Однако по ряду косвенных признаков и для них можно предполагать аналогичную связь с мигматитами глубинных горизонтов толщи.

Во всех исследованных сериях гранитоидам присуща крайняя невыдержанность текстурно-структурных особенностей и минерального состава. И уже в полевых условиях удается подметить зависимость их состава от состава исходных пород. В самом простом варианте она состоит в том, что в гранитоидах присутствуют те же темноцветные и акцессорные минералы, что в окружающих их теневых мигматитах и в реликтах сланцев и гнейсов, содержащихся в мигматитах [7, 9]. Более четко она выявляется при детальных геохимических исследованиях, которые позволяют установить, что даже в теневых мигматитах по разным породам вариации содержаний большинства петрогенных и редких элементов оказываются подобными таковым в исходных для них сланцах и гнейсах, несмотря на то, что в целом эти мигматиты менее разнообразны по химическому составу, чем исходные для них породы [8]. Опосредованное через проявление эффекта «волны отраженной щелочности» [3] влияние субстрата обнаруживается также в формировании гранитоидов повышенной щелочности — граносиенитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов — в участках развития основных и карбонатных пород [6, 9].

Поскольку гранитоидные породы шарыжалгайской серии участвуют в строении гнейсогранитных куполов [2], а в федоровской слагают линейные мигматит-гранитные поля, четко контролируемые зонами разломов [7], можно полагать, что формировались они в тектонической обстановке растяжения и снятия общего давления. Согласно специальным исследованиям, в этих случаях преобразование всех исходных пород гранулитовой фации осуществлялось в основном путем последовательного метасоматического замещения исходных минеральных парагенезисов ассоциациями, приближающимися по составу к гранитным, вплоть до образования теневых мигматитов, в полях которых затем выплавлялись и кристаллизовались на месте или после перемещения лейкократовые граниты. Эти процессы сопровождались интенсивной миграцией вещества: некомпенсированным привносом-выносом относительно зоны минералообразования одних элементов и перераспределением других между вновь формирующими минеральными парагенезисами. Во всех случаях выносились основания — Ca, Mg, Fe — и геохимически связанные с ними редкие элементы, в частности Co, Ni, Cr, V, Zn, а также F, Sn и другие и привносились кремнезем, щелочи и такие редкие литофильные элементы, как Ba, Rb, Zr. По способу образования, следовательно, гранитоиды в этой тектонической обстановке являются метасоматически-палингенными.

В пользу такого механизма образования свидетельствуют также данные о распределении в породах шарыжалгайской серии РЭЗ (рис. 1). При сравнении спектров РЭЗ в наиболее широко распространенных здесь исходных породах гранулитовой фации — основных сланцах и известково-щелочных плагиогнейсах — со спектрами РЭЗ в породах гранитоидного состава сразу же обращает на себя внимание следующая особенность: во всех гранитоидах, включая мигматиты, уровни содержаний легких РЭЗ в целом оказываются сопоставимыми с таковыми в исходных породах (они не выше, чем в плагиогнейсах, и не ниже, чем в основных сланцах), а тяжелых РЭЗ — значительно ниже. Причем разница в содержаниях последних закономерно и последовательно увеличивается от эндербита к чарнокиту (рис. 1, а) и от плагиомигматита к теневому калишпатовому мигматиту и далее к лейкократовому граниту (рис. 1, б). В чарнокитах и гранитах наблюдается отчетливый европиевый максимум, не превышаю-

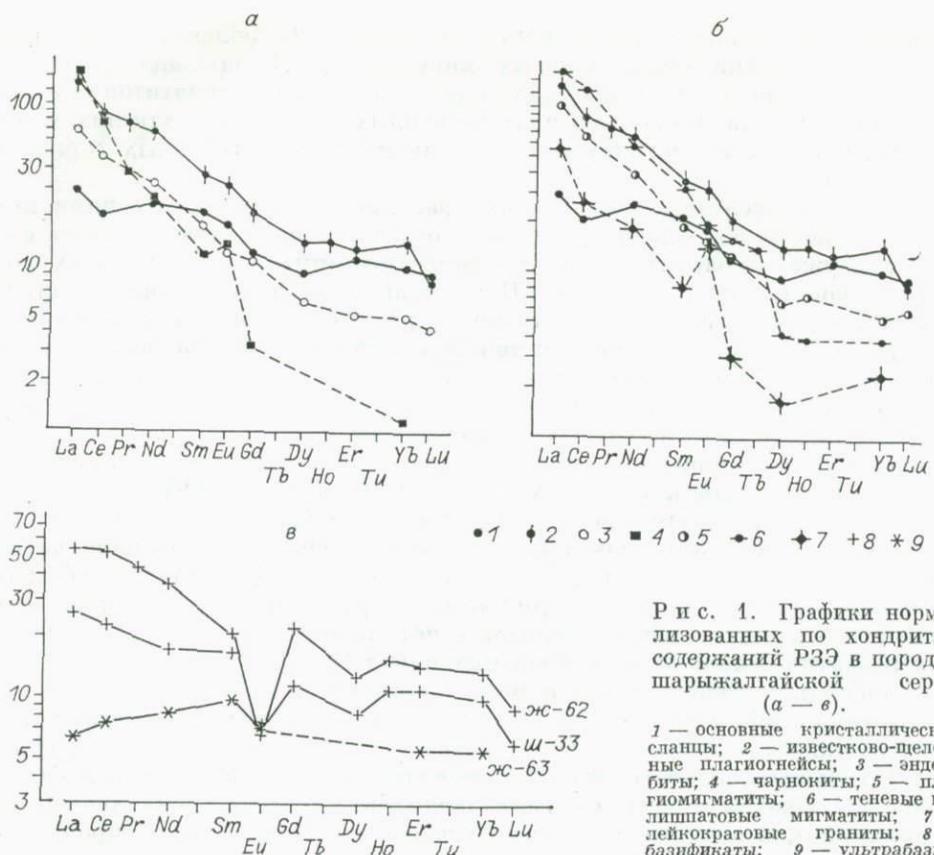


Рис. 1. Графики нормализованных по хондритам содержаний РЗЭ в породах шарыжалгайской серии (а – в).

1 — основные кристаллические сланцы; 2 — известково-щелочные плагиогнейсы; 3 — эндербиты; 4 — чарнокиты; 5 — плагиомигматиты; 6 — теневые калишпатовые мигматиты; 7 — лейкократовые граниты; 8 — базификаты; 9 — ультрабазит.

щий уровня содержания этого элемента в эндербитах и плагиомигматитах.

С позиций широко распространенных представлений о формировании гранитоидов в подобных толщах путем частичного выплавления из исходных и наблюдаемых здесь же в реликтах пород, такие особенности распределения РЗЭ объяснить невозможно. Нет никаких данных и для предположения, что подходящий источник для такого выплавления был на глубине.

Выявленные закономерности распределения РЗЭ легко объясняются с позиций высказанных представлений о метасоматически-палингенной природе гранитоидов. Действительно, на стадиях интенсивной метасоматической проработки, когда формируются плагио- и калишпатовые мигматиты, происходит разрушение темноцветных минералов — в основном пироксенов и роговой обманки — главных концентраторов и носителей тяжелых РЗЭ [13] и, видимо, осуществляется их вынос из зоны минералообразования, как и многих других редких элементов, в то время как легкие РЗЭ и Eu, геохимически связанные с салическими минералами, остаются в этой зоне. Поскольку, как отмечалось ранее, тенденции в поведении химических элементов при формировании мигматитов сохраняются и продолжаются при выплавлении гранитных расплавов в полях теневых мигматитов [8], естественно ожидать еще более низкие, чем в мигматитах, уровни содержаний тяжелых РЗЭ в чарнокитах и лейкократовых гранитах, что и наблюдается в действительности. Уровень же содержаний европия в них наследуется от мигматитов. Эндербиты как продукты переплавления мигматитов соответствующего состава [9] при этом полностью наследуют спектр РЗЭ своих исходных пород — плагиомигматитов, что достаточно наглядно выявляется при сравнении спектров РЗЭ в эндербитах (см. рис. 1, а) и плагиомигматитах (см. рис. 1, б).

Ранее было установлено, что выносимые при мигматизации и гранитизацией элементы частично переотлагаются в сопряженно формирующихся базификатах — меланократовых метасоматических породах, главным породообразующим минералом в которых чаще всего является роговая обманка. Полученные для них спектры РЗЭ согласуются с этими представлениями: базификаты относительно гранитоидов явно обогащены тяжелыми РЗЭ, характеризуются меньшей степенью их фракционирования и резко отличаются от ультрабазитов (за остатки которых иногда принимаются) как более высокими содержаниями РЗЭ, так и отчетливым минимумом Eu (см. рис. 1, в).

Для ольхонской серии характерны протяженные линейные зоны меланократовых метасоматитов, развивавшихся сопряженно с мигматитами [9]. Судя по их наличию и особенностям состава минералов, породообразование на этом этапе происходило здесь в тектонической обстановке скатия. Как установлено детальными минералого-геохимическими исследованиями, в этом случае метасоматические процессы преобразования гранулитов на стадии плагиомигматизации сопровождались в основном мобилизацией из исходных пород и перераспределением широкого круга петрогенных и редких элементов между новыми формирующими парагенезисами меланократовых метасоматитов и мигматитов при подчиненной роли привноса-выноса вещества относительно зоны минералообразования, а в породах среднего и кислого состава — биотитовых плагиогнейсах — развивались процессы перекристаллизации и анатексиса с образованием соответственно плагиомигматитов и плагиогранитов. На стадии формирования калишпатовых мигматитов и гранитов в виде тел с признаками становления *in situ* в зону минералообразования происходило дополнительно поступление некоторых элементов, в первую очередь K, Ba, Rb. Кроме этих гранитов, обозначенных как граниты I, в ольхонской серии присутствуют перемещенные граниты II. Они имеют секущие контакты с вмещающими породами, но без следов экзоконтактовых воздействий на них, что свидетельствует о внедрении гранитов из более глубоких горизонтов в изофикальные по температуре и давлению вмещающие породы.

Граниты I и II имеют идентичные химические составы, но существенно различаются уровнями содержаний редких элементов, в том числе и РЗЭ (см. таблицу; рис. 2, б).

Спектр РЗЭ в гранитах I сходен с их спектром в эндербитах (рис. 2, а). По отношению к вмещающим породам в закономерностях распределения РЗЭ, с одной стороны, проявляется та же тенденция, что и в шарыжалгайской серии, т. е. гранитоиды оказываются более обедненными тяжелыми РЗЭ и менее легкими, а с другой — спектр их по общему виду обнаруживает сходство со спектром РЗЭ в биотитовых плагиогнейсах, отличаясь несколько пониженными содержаниями легких и тяжелых редких земель и имея равные содержания средних — Sm и Eu,— в силу чего в гранитах I проявляется тенденция к появлению европиевого максимума (рис. 2, а). Как было установлено на примере шарыжалгайской серии, такой максимум характерен для метасоматически-палигенных гранитоидов *in situ*. Можно предполагать, что несколько иной, чем в гранитах шарыжалгайской серии, вид спектров РЗЭ в гранитах I ольхонской серии обусловлен проявлением на стадии плагиомигматизации процессов анатексиса.

В гранитах II четко выражен европиевый минимум, и по сравнению с гранитами I они существенно обогащены тяжелыми РЗЭ (см. рис. 2, б). Их спектр оказывается похожим на спектр РЗЭ в гранитах, образовавшихся *in situ* в участках развития глиноземистых гнейсов и их мигматитов, развитых на Колтыгайском выступе, представляющем собой приподнятый тектонический блок в пределах площади распространения пород ольхонской серии.

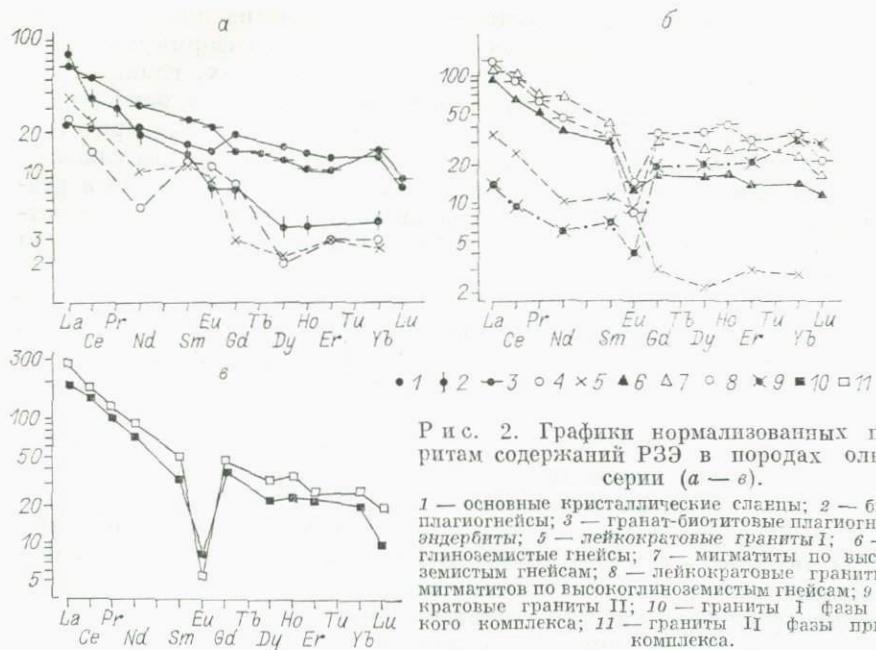


Рис. 2. Графики нормализованных по хондритам содержаний РЗЭ в породах ольхонской серии (а – в).

1 — основные кристаллические сланцы; 2 — биотитовые плагиогнейсы; 3 — гранат-биотитовые плагиогнейсы; 4 — эндербиты; 5 — лейкократовые граниты I; 6 — высокоглиноземистые гнейсы; 7 — мигматиты по высокоглиноземистым гнейсам; 8 — лейкократовые граниты в поле мигматитов по высокоглиноземистым гнейсам; 9 — лейкократовые граниты II; 10 — граниты I фазы приморского комплекса; 11 — граниты II фазы приморского комплекса.

Спектры РЗЭ в преобладающих породах этого выступа значительно отличаются от ранее рассмотренных. Связано это, скорее всего, со спецификой состава исходных пород — высокоглиноземистых гнейсов. При их мигматизации из парагенезисов исчезают магнетит, кордиерит, шпинель, силлманит и при общем уменьшении содержаний плагиоклаза состав его становится более кислым, т. е. разрушаются минералы, не являющиеся концентриаторами РЗЭ. В результате в зоне формирования теневых мигматитов все РЗЭ, за исключением концентрирующегося в плагиоклазе Eu, относительно накапливаются, и особенно тяжелые РЗЭ, что связано с кристаллизацией здесь их активного концентратора — граната. Граниты же, являясь результатом переплавления теневых мигматитов, наследуют их спектр РЗЭ (см. рис. 2, б).

На основании сходного характера спектров РЗЭ в гранитах II и Кольтыйгейского выступа можно предполагать, что исходными для тех и других были, во-первых, близкие, по составу породы и, во-вторых, преобразование их сопровождалось кристаллизацией в зоне формирования гранитоидных парагенезисов минералов-концентраторов тяжелых РЗЭ.

Еще большее сходство по общему виду спектров РЗЭ обнаруживается между гранитами Кольтыйгейского выступа и рапакивиподобными гранитами приморского комплекса, особенно второй его фазы (см. рис. 2, в). Небезынтересно отметить, что граниты второй фазы этого комплекса по сравнению с гранитами первой фазы обогащены РЗЭ, особенно тяжелыми, и обеднены европием.

Своеобразие спектров РЗЭ в гранитах II ольхонской серии, следовательно, могло характеризоваться как особенностями распределения этих элементов в исходных породах, явно иных, чем для гранитов I, так и дифференциацией РЗЭ либо в магматическом очаге, либо в процессе перемещения расплава к месту становления. Отмеченное геохимическое сходство между гранитами II, гранитами Кольтыйгейского выступа и приморского комплекса позволяет также предполагать их генетическое родство и возможность формирования в глобально проявившихся раннепротерозойских ультраметаморфических процессах, приведших к широкому развитию в обрамлении Сибирской платформы рапакивиподобных гранитов [1].

Таким образом, вся совокупность гранитоидных пород — от мигматитов до гранитов — в каждой из исследованных серий сформировалась в результате проявления на определенном этапе развития данных толщ единого комплекса эндогенных процессов (высокотемпературного метасоматоза, анатексиса, массового выплавления и кристаллизации гранитных магм на месте или после перемещения), объединяемых понятием «ультраметаморфизм». Эти породы представляют собой фациальные разновидности единого ультратермического по происхождению комплекса, по формальным признакам относящегося к мигматит-гранитному формационному типу [5]. Стоит обратить внимание на то, что по полученным данным в спектрах РЭЗ лейкократовых калишпатовых гранитов в зависимости от их удаленности от места генерации расплавов происходит смена европиевого максимума (шарыжалгайская серия) на минимум (граниты II ольхонской серии и граниты приморского комплекса).

Приведем химическую и редкометалльную характеристику наиболее распространенных в каждой из изученных толщ разновидностей гранитоидов, кристаллизовавшихся из магматических расплавов (см. таблицу). От толщи к толще наборы таких разновидностей различаются, что, безусловно, связано с локальными вариациями условий гранитообразования в каждом конкретном случае. Во всех толщах в этой группе пород абсолютно преобладают лейкократовые граниты с отчетливыми признаками становления *in situ* (в ольхонской серии это граниты I). Из сравнительного анализа следует, что в федоровской серии такие граниты характеризуются наиболее высокими средними уровнями содержаний щелочей и низкими Ni и Cr, а в ольхонской — самым высоким средним содержанием кремнезема. Возможно, в этом проявилось влияние состава исходных толщ: преобладающие среди гранулитов основные кристаллические сланцы в федоровской серии отличаются повышенными содержаниями щелочей и пониженными редкими элементами группы железа, а в ольхонской серии более широко, чем в двух других, среди ранних пород развиты плагиогнейсы и кварциты, т. е. породы повышенной кремнекислотности. В то же время по *t*-критерию с учетом всех признаков выборки проб этих лейкократовых гранитов из всех серий статистически не различаются для 95%-го уровня значимости. Иными словами, они повсеместно характеризуются достаточно устойчивыми средними уровнями содержаний обширной группы редких элементов, отличающихся от таковых для аналогичных по химическому составу интрузивных гранитов фанерозоя. Это позволяет выделять их в самостоятельный геохимический тип ультратермических лейкократовых гранитов гранулито-гнейсовых комплексов. Как видно из таблицы, в сравнении с кларками для сходных с ними по химическому составу малокальциевых гранитов они имеют устойчиво более высокие содержания Ba и Sr, Co и Cr и более низкие F, Rb, Li, Be, V, Y и Yb. Им присущи также низкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; в частности, для лейкократовых гранитов шарыжалгайской серии, по данным разных авторов, оно составляет 0,7030—0,7056.

На диаграмме $\lg \text{Li/Sr} - \lg \text{F/Ba}$ (рис. 3), построенной в координатах индекса $F = \frac{(\text{Li} + \text{Rb})}{(\text{Sr} + \text{Ba})}$, предложенного Л. В. Таусоном для геохимической типизации гранитоидов [11], точки составов пород гранулито-гнейсовых комплексов образуют обширный ореол, вытянутый вдоль оси $\lg \text{F/Ba}$ в нижней части диаграммы. В его пределах выделяются поля: I исходные породы (сланцы и гнейсы гранулитовой фации) → II плагиомигматиты → III калишпатовые мигматиты → IV лейкократовые граниты *in situ*, сменяющие друг друга и несколько сокращающиеся по площади в направлении уменьшения значений $\lg \text{F/Ba}$, что отражает в общем плане закономерное преобразование исходных пород и формирование в качестве конечных продуктов такого преобразования лейкократовых гранитов. При этом точки составов плагиогранитов и эндербитов попадают в поле

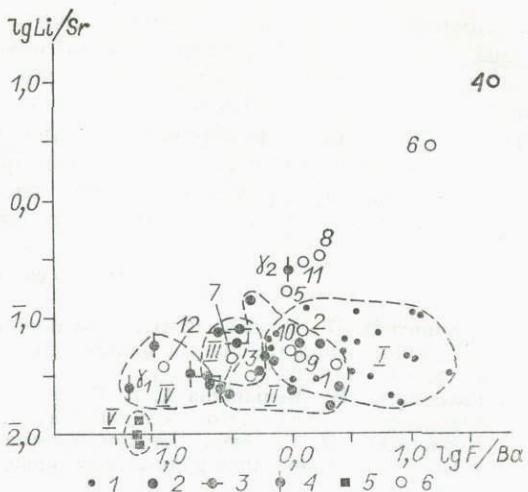
Химический состав (мас. %) и редкоэлементная характеристика (г/т) гранитоидов в гранулито-гнейсовых комплексах Восточной Сибири

Компонент	Федоровская		Шарыкалтайская				Ольхонская			Приморский		Кларки для малокальциевых гранитов
	ЛкГ (20–31)	От (18)	Э1 (8)	ЭП (6)	Ч (3)	ЛкГ (13)	Плг (8)	ЛкГI (17)	ЛкГII (6)	П1 (5)	П2 (13)	
SiO ₂	72,17	68,48	66,60	67,53	72,86	72,29	74,18	74,40	74,87	72,78	77,50	
TiO ₂	0,26	0,22	0,53	0,53	0,48	0,27	0,20	0,16	0,42	0,36	0,48	
Al ₂ O ₃	13,41	14,52	14,38	14,65	13,65	13,79	14,24	14,32	13,63	13,02	11,20	
Fe ₂ O ₃	1,43	1,08	1,60	1,41	0,91	0,95	0,55	0,89	0,29	1,58	0,83	
FeO	0,60	1,05	3,39	4,57	0,90	0,79	0,45	0,76	0,39	1,85	1,06	
MgO	0,38	0,73	2,57	2,18	0,67	0,45	0,61	0,28	0,17	0,40	0,19	
CaO	1,53	2,19	4,58	2,44	1,77	1,68	3,29	1,30	1,13	1,03	0,45	
Na ₂ O	3,22	3,31	3,42	2,85	3,02	3,03	3,61	2,45	3,33	2,95	2,58	
K ₂ O	6,53	7,49	1,52	2,55	5,15	5,55	1,70	5,44	5,00	5,00	5,17	
F	339	200	332	429	327	386	197	155	110	2450	3170	850
Co	3,4	2,6	19	18	4,7	5,3	4,2	3,0	1,4	7,8	3,7	1
Ni	3,7	3,5	59	51	15	13	10	7	3,6	8	6	4,5
Cr	4,9	4,7	111	125	25	15	18	12	8	17	12	4,1
V	22	12	85	96	17	36	19	9	4	25	10	44
Zr	196	92	141	271	113	159	96	95	34	182	158	175
Sc	6,5	3,2	18	26	5	4	6,3	5,6	3,1	9	14	7
Rb	167	234	36	82	96	129	21	100	272	257	380	170
Li	10	4	13	25	7,3	8	12	9	19	26	26	40
Be	0,7	1,4	1,1	1,3	0,6	0,7	0,6	0,4	2,0	3,8	2,9	3
Sr	305	407	294	917	283	283	495	370	80	50	43	100
Ba	2272	3727	534	429	1275	1834	617	3264	110	1412	330	840
La	50	66	51	52	35	53	9	35	4,8	110	120	55
Ce	80	106	83	87	45	75	20	49	18	170	166	92
Nd	34	47	27	40	18	33	10	20	5,2	67	63	37
Yb	1,8	2,6	1,0	3,5	0,7	1,9	0,6	2,0	5,6	4,1	5,1	4,0
Y	14	16	10	29	4	10	4	12	40	47	55	40
Sn	3,2	4,4	2,1	2,5	1,6	2,4	1,8	1,7	2,3	10,2	9,1	3,0
Pb	18	15	9	16	7,8	26	16	36	65	59	45	19
Zn	41	34	68	68	31	31	53	26	—	43	—	39
Mo	1,0	1,5	1,3	1,0	1,1	1,2	1,2	1,8	1,1	1,7	1,9	1,3
K/Rb	319	293	412	249	434	378	910	473	173	159	110	—
Ba/Sr	7,2	9,6	1,8	4,7	4,7	7,1	1,2	8,1	1,4	2,8	7,6	—
La/Yb	23,0	26,5	61,8	23,2	74,3	35,9	16,7	29,8	4,2	27,4	24,8	—

П р и м е ч а н и е. Кларки приведены по К. Турекьяну и К. Веденополю [4]. ЛкГ — лейкократовые граниты; От — ортотектиты; Э — эндербиты; Ч — чарнокиты; Плг — плагиограниты; П1 — граниты I фазы, П2 — граниты II фазы. В скобках указано количество проб в выборках. Все анализы выполнены в аналитических лабораториях Института геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР. Редкие элементы определяли по методикам, изложенным в работе [12].

Рис. 3. Диаграмма $\lg Li/Sr - \lg F/Ba$ с точками составов геохимических типов гранитоидов, по Л. В. Таусону [11], и пород гранулито-гнейсовых комплексов.

1 — пластины и пластигнейсы гранулитовой фации; 2 — пластиомигматиты; 3 — теневые калишпатовые мигматиты; 4 — лейкократовые граниты (γ_1 и γ_2 — соответственно граниты I и II ольхонской серии); 5 — сиениты, граносиениты, ортотектиты; 6 — геохимические типы гранитоидов (1 — пластиограниты толеитового ряда; 2 — гранитоиды андезитового ряда; 3 — граниты латитового ряда; 4 — агпакитовые редкометалльные граниты; 5 — граниты известково-щелочного ряда; 6 — пломазитовые редкометалльные лейкограниты; 7 — граниты щелочного ряда; 8 — редкометалльные граниты щелочного ряда; 9 — эндербиты; 10 — чарнокиты; 11 — рапакиви; 12 — ультраметаморфические гранитоиды). Поля: I — исходных пород; II — пластиомигматитов, эндербитов, пластиогранитов; III — теневых мигматитов; IV — лейкократовых гранитов; V — ортотектитов, сиенитов, граносиенитов.



В ореол составов изученных гранитоидов на диаграмме попадают также точки гранитоидов некоторых геохимических типов, выделенных Л. В. Таусоном. Это можно расценивать в качестве свидетельства как конвергентности геохимических признаков (соотношений Li, Sr, Ba, F), расположенных в основу построения диаграммы, так и сходства в характере процессов формирования этой группы гранитоидных пород. Резко выделяются своим положением точки гранитов повышенной редкометалльности — геохимические типы 4, 6, 8. Из изученных гранитоидов к ним ближе всего граниты рапакиви и лейкократовые граниты II ольхонской серии, для которых отчетливо выявляется становление после значительного перемещения их магм в пространстве.

* * *

Все гранитоидные породы в изученных гранулито-гнейсовых комплексах ультраметаморфические, сформировавшиеся в результате проявления совокупности коровых эндогенных процессов на определенном этапе геологического развития данных толщ. Геохимическая специфика гранитоидов определяется, главным образом, следующими факторами: 1) составом исходного субстрата; 2) химизмом и интенсивностью проявления в определенной тектонической обстановке преобразующих процессов ультраметаморфизма, сопровождающихся интенсивной миграцией вещества. В зону минералообразования поступает широкий круг одних элементов (K, Si, Ba, Rb и др.), и из зоны происходит сопряженный вынос других (Ca, Mg, Co и др.); 3) кристаллизацией выплавляющихся в этих процессах гранитоидных магм на месте выплавления или после перемещения в пространстве с проявлением процессов дифференциации.

В условиях максимального проявления процессов ультраметаморфизма в качестве конечных продуктов преобразований в этих толщах возникают лейкократовые граниты вполне определенного геохимического типа. Специфика их, по-видимому, в большей степени отражает

химические особенности флюидов, под воздействием которых они формировались, чем особенности состава исходных толщ.

В древних гранулито-гнейсовых комплексах, важнейших структурно-вещественных составляющих гранитно-метаморфического слоя, видимо, нашел отражение специфический характерный для ранних этапов развития земной коры механизм гранитообразования, максимум проявления которого был приурочен к периоду глобальной дегазации и дифференциации Земли: верхний архей — нижний протерозой.

ЛИТЕРАТУРА

- Брынцев В. В., Петрова З. И., Левицкий В. И. Рапакивиподобные граниты южного обрамления Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 1.— С. 11—22.
- Грабкин О. В., Мельников А. И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 90 с.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— С. 332—452.
- Краткий справочник по геохимии/Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г.— М.: Недра, 1970.— 278 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.
- Левицкий В. И., Петрова З. И. Нефелиновые породы шарыжалгайской серии (Южное Прибайкалье) // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 223, № 4.— С. 965—968.
- Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита/Петрова З. И., Ройзенман В. М., Роненсон Б. М., Утенков В. А.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 150 с.
- Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Андронов В. В. и др. Ультраметаморфизм и образование гранитов в основных кристаллических сланцах Алдана // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов.— Свердловск, 1971.— С. 148—158.
- Петрова З. И., Левицкий В. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 200 с.
- Салон Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии.— Л.: Недра, 1982.— 343 с.
- Таусон Л. В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // Петрология: Докл. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 9.— С. 221—229.
- Эмиссионный спектральный анализ в геохимии/Под ред. Я. Д. Райхбаума.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 280 с.
- Hanson G. N. Rare Earth elements in petrogenetic studies of igneous systems // Ann. Rev. Earth Planet. Sci.— 1980.— Vol. 8.— P. 371—406.

A. E. Воронцов, A. A. Амиржанов

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АНГАРО-ИЛИМСКОГО ТИПА (Сибирская платформа)

Недостатка в гипотезах происхождения железорудных месторождений ангаро-илимского типа нет. Исследователями разрабатываются весьма разнообразные, вплоть до взаимоисключающих, представления о природе как рудовмещающих структур, так и процессов минералообразования в них. Тем не менее специфические особенности геологического строения и вещественного состава магматитов, метасоматических пород и различных типов руд месторождений, нашедшие отражение в употреблении для них таких определений, как «необычные», «своеобразные», «универсальные», «загадочные» и т. д., не находят удовлетворительного объяснения с позиции какой-либо отдельно взятой гипотезы. Месторождения ангаро-илимского типа, не имеющие полных аналогов в мировой практике, до сих пор продолжают оставаться, как в свое время заметил С. С. Смирнов, «подлинной загадкой платформы» [23, с. 98].

Проблема генезиса рудолокализующих структур далека от своего окончательного решения и составляет предмет самостоятельного исследования. Важно лишь отметить, что все крупные промышленные месторождения магнетита, в том числе и эксплуатируемые, находятся в сложнопостроенных брекчиево-трещинных зонах, чаще трубообразной (стволовой) конфигурации, которые в зависимости от модельных построений именуются трубками взрыва или диатремами, вулканическими аппаратами или некками, депрессионными воронками, грабен-синклиналями, впадинами эндогенного или экзогенного происхождения. Вместе с тем рудовмещающие структуры месторождений обнаруживают закономерные взаимоотношения с определенным типом тектонических структур осадочного чехла и фундамента платформы [3, 15, 24]. Намечается также связь со строением тектоносферы [22].

Структуры месторождений оцениваются как составные элементы вулканотектонических структур центрального типа [21, 27]. Так, средирудоносных структур выделяются трубчатые (Коршуновское месторождение), грабенообразные вулканические впадины со ступенчатыми бортами (Поливское месторождение) и комбинированные — впадины с трубчатыми структурами (Рудногорское месторождение) [21]. Одновременно структуры месторождений ангело-илимского типа рассматриваются как гидротермальные флюидно-эксплозивные, формирующиеся в процессе эволюции газово-жидких флюидов [26]. Вновь возрождаются представления об их экзогенной карстовой [9] и первичной тектонической (брекчевой) природе [28].

На этом фоне существует не меньшее разнообразие гипотез о природе минерагенеза в ангело-илимских структурах, в которых нередко совмещены различные типы полезных ископаемых — магнетитовых, сульфидно-магнетитовых, карбонатно-магнетитовых и сульфатных руд, исландского шпата и камнесамоцветного сырья (аметист, яшмоиды). В равной мере процессы минералообразования рассматриваются производными постмагматических гидротермальных растворов, генетически или парагенетически связанных с глубинными или коровыми очагами трапповых расплавов [3, 24], растворов мантийного происхождения [5] и амагматогенных растворов, формирующихся в связи с мобилизацией трапповыми силлами пластовых рассолов из нижнепалеозойских отложений осадочного чехла платформы [19 и др.]. Высказана также гипотеза о первично-магматическом происхождении магнетитовых руд ангело-илимского типа [17]. Неоднозначность интерпретации природы минералообразования обусловлена прежде всего отсутствием критериев оценки формационной принадлежности месторождений. В зависимости от доминировавшей в данный момент гипотезы происхождения они классифицировались различным образом. Наиболее распространено представление об их скарновой природе [6, 10], иные исследователи относят месторождения к вулканогенно-гидротермальному [8] или к гидротермальному типу [15]. На месторождениях разными авторами выделяются следующие рудные формации: гидротермальная магнетитовая в трапах, магногидратитовая платформенная с трапповым магматизмом и соленосными отложениями чехла, магнезиоферритовая (трапсовая), магнезиоферритовая скарновая, магнетит-халькопирит-пентландитовая формация [16]. Вопросы классификации в данном случае имеют весьма важное не только теоретическое, но и практическое значение, ибо они предопределяют выбор критериев прогноза потенциальной минерагенезии и рациональных методов поисково-оценочных и геолого-разведочных работ, а также необходимы для промышленной оценки ангело-илимского типа.

Существующее разнообразие генетических моделей связано с недостаточной изученностью вещественного состава пород и руд в рудолокализующих структурах, сложностью строения самих структур, обусловленной длительностью формирования и неоднократной тектонической

активизацией. Так, например, согласно Л. Г. Страхову и С. И. Тарасевич [25], продолжительность процесса формирования месторождений ангаро-илимского типа составляет около 60 млн лет (100–160 млн лет). По В. А. Вахрушеву [4], неоднократная активизация глубинных разломов, исходя из изучения состава и последовательности минералообразования в ангаро-илимских месторождениях, отвечает интервалу от поздне-палеозойского до раннекайнозойского (палеогенового) времени включительно. Очевидно, в пределах структур происходило пространственное совмещение разновременных и различных по своей природе магматитов, метасоматитов, гидротермальных и, соответственно, разных видов полезных ископаемых, связанных с ними. С учетом неоднократного брекчирования всего комплекса пород и руд внутри диатрем они являются чрезвычайно сложными объектами для исследования, а проблема формирования их вещественного состава в целом остается практически нерешенной.

Накопленные данные по составу и взаимоотношениям пород и руд в месторождениях позволяют с новых позиций рассмотреть проблему их происхождения. Так, среди магматитов, кроме ранее известных толеитовых базальтов, выявлено широкое развитие щелочных базальтоидов. Причем по ряду минералогических и петрохимических признаков они обнаруживают родство как со щелочно-базальтоидными, так и со щелочно-ультраосновными комплексами пород [1]. Наличие щелочных базальтоидов в диатремах, в том числе железорудных, обнаружено в пределах кимберлитовых полей [20, 29].

Впервые найдены практически неизмененные пикриты, являющиеся цементом брекчированных пород (Капаевское железорудное месторождение). Они обладают флюидально-такситовой текстурой и сложены оливином (45%), клинопироксеном (33%), шпинелью (9%), магнетитом (4%); отмечаются единичные зерна апатита, перовскита и сфалерита. Существенная доля (около 9%) в породах принадлежит стеклу, которое находится в виде интерстициального мезостазиса и выполняет трещины в раздробленных и смешанных кристаллах оливина и клинопироксена. Оливин образует несколько генераций и характеризуется значительными колебаниями размера зерен: от нескольких микрон в основной массе до 1–2 мм в порфировых выделениях; содержание фаялитового компонента изменяется от 5 до 11%. Для оливина весьма характерна химическая неоднородность, выражющаяся в пятнистом распределении железистых участков, тяготеющих больше к краевым частям кристаллов. Клинопироксен, диопсид-авгит, обладает повышенной титанистостью (TiO_2 0,3–2,2%) и глиноземистостью (Al_2O_3 3,5–9,7%). Зерна шпинели, включенные в оливине и клинопироксene, менее железистые (до 30% герцинитового минала) по сравнению с зернами из основной массы (до 37% герцинита). Стекло имеет постоянный состав и по химизму сопоставимо с клинохлором.

Следует отметить, что присутствие пикритов в диатремовых структурах других регионов мира не является исключительным [13].

Пока нет достаточно убедительных фактов, позволяющих уверенно судить о возрастных взаимоотношениях различных типов магматитов. Исключение составляют толеитовые базальты, которые встречаются, как правило, в виде обломочного материала в щелочных базальтоидах и пикритах.

Нахождение пикритов в структурах железорудных месторождений подтверждает сделанное ранее заключение о том, что первичным субстратом оливинсодержащих пород, выделенных в особый генетический тип «автореакционных магнезиальных скарнов», были ультраосновные породы [2]. Для ультраосновных пород характерно присутствие пикроильменита, близкого по составу и свойствам пикроильмениту из кимберлитов [6, 7], и сходство изотопного состава С, О и Sr с карбонатитами и кимберлитами [18]. В них широко проявлен процесс серпентинизации и магнетитизации, отмечаются случаи образования «вторичных» оливинитов. При интенсив-

ной магнетитизации ультраосновные породы становятся вкрапленными или, при наличии обломков, брекчевыми рудами.

Установлено, что формирование гранат-пироксеновых и гранат-пироксен-волластонитовых метасоматитов по обломочному материалу (автореакционных известковых скарнов по В. А. Жарикову [10]) происходит на фоне серпентинизации цементирующих ультраосновных пород и тесно сопряжено с пироксенизацией, амфиболизацией и хлоритизацией последних. По геологическим условиям, механизму формирования и зональности эти метасоматиты отнесены к семейству родингитов [2].

На всех промышленно значимых месторождениях весьма интенсивно проявлена кальцит-магнетитовая минерализация вплоть до самостоятельного типа промышленных руд (Тагарское месторождение). Эта минеральная ассоциация служит «цементирующей» основой обломков различных магматитов (толеитовых и щелочных базальтоидов, ультраосновных пород), серпентин-магнетитовых руд, родингитов, осадочных и терригенно-осадочных пород.

Дополнительным подтверждением самостоятельности проявления кальцит-магнетитовой минерализации в месторождениях служат находки диатремовых структур в бассейнах Ангары, Подкаменной и Нижней Тунгусок, выполненных только кальцит-магнетитовыми рудами и представляющих собой месторождения с запасами 50–100 млн т магнетитовых руд (месторождения Скарновое, Чавида, рудопроявление Долоновское). Месторождение горы Чавида рассматривается как карбонатитовое [14 и др.].

Одним из важных этапов в истории формирования ряда железорудных месторождений ангаро-илимского типа (Капаевское, Нерюндинское, Октябрьское, Кычетское) является четко устанавливаемое разрушение стволового рудовмещающего канала, сопряженное с образованием чашеподобных впадин. Последние заполнены отложениями озерного типа мощностью до 700 м — переслаивающимися туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и туфогравелитами с прослоями туфобрекчий. В основаниях этих толщ обычно залегают горизонты грубообломочных туфобрекчий, содержащих обломки как траппов, метасоматитов, так и руд. Фактически эти горизонты рассматриваются как рудные залежи, в которых запасы «чашечных руд» могут достигать 40–50 млн т [11].

Образование мощных толщ внутри чашеподобных впадин, генетически сопряженных со структурами ангаро-илимских месторождений, и наличие в них нижнетриасовой и юрской фауны указывают с учетом возможного переотложенного характера фауны на значительный перерыв между периодами становления рудных залежей стволовых частей рудовмещающих структур и самих «чашечных» толщ.

Следует обратить внимание на то, что в пределах «чашечных» отложений залегают крупные скопления наложенных сульфатных руд (например Октябрьское месторождение). В Восточной диатреме этого месторождения руды приурочены к бортам и основанию чашеобразной впадины, где распространены брекчированные и грубозернистые вулканомиктовые породы повышенной проницаемости. В плане рудное тело имеет серповидную форму и примыкает к западному борту чаши; в разрезе отмечается резкое погружение рудной линзы в восточном направлении. Сульфатная минерализация Западной диатремы проявлена менее интенсивно, однако, как и в Восточной, она локализуется главным образом у основания впадины и контролируется прослоями туфоконглобрекчий. Сульфатная минерализация прожилковой формы обнаруживается практически во всех образованиях рудного поля месторождения — в вулканогенных породах, в том числе слагающих чащу, в траппах, метасоматитах различного состава, рудах и во вмещающих породах. Эти данные указывают на то, что она формируется в результате позднего самостоятельного гидротермального процесса, отделенного во времени от этапа образования основной магнетитовой залежи периодом ее разрушения.

С гидротермальной сульфатной минерализацией в пределах стволовых рудных залежей сопряжены процессы калишпатизации, карбонатизации и образования кварц-магнетитового, сульфатно-магнетитового и сульфатно-карбонат-магнетитового жильного оруденения с сульфидами.

Особую оценку в дальнейшем должно получить присутствие галита на глубоких горизонтах месторождений, где он наблюдается в пределах рудных залежей и в окружающих структуры породах. В магнетитовых рудах галит выполняет поры и пустоты, которые нередко выстланы кристаллами ранее образованных магнетита, хлорита, кальцита и других минералов. Он заполняет также трещины в трапах, различных метасоматитах и во вмещающих породах [5].

Представляется, что развитие галита на глубоких горизонтах месторождений и во вмещающих породах, так же как и сульфатных жил, обусловлено единым процессом. В современных условиях галит на уровне грунтовых и межпластовых вод в рудолокализующих структурах, являющихся зонами разгрузки, растворяется и выносится в верхние горизонты месторождений. Подтверждение этого — наличие соленых источников на дневной поверхности.

Интересно, что жильный галит в магматических породах и во вмещающих терригенно-осадочных толщах не сопровождается магнетитом. В рудной залежи галит иногда образует крупные скопления, вплоть до формирования своеобразных галит-магнетитовых руд. Скорее всего он отлагается на месте выпущенных силикатных минералов и является более поздним по сравнению с магнетитом, о чем свидетельствуют щеточки перекристаллизованного магнетита в контакте с галитом.

Выше приведены лишь главные генетические особенности, присущие крупным месторождениям ангаро-илимского типа. Устанавливается четкое проявление в них не менее трех разновременных этапов (эпох) минералообразования, с которыми связано формирование магнетита. Характерными для этих этапов (эпох) были соответственно процессы: I — гидратации; II — углекислотный и III — галоидно-сульфатный. Каждый процесс, обнаруживая четкие временные соотношения, сопровождается своими типами метасоматических и гидротермальных образований, включая железооруденение.

Наметить взаимоотношения и местоположение в рамках выделяемых этапов (эпох) различных магматитов не представляется возможным. Следует лишь подчеркнуть, что каждая рудоносная структура ангаро-илимского типа наряду с определенной общностью вещественного состава имеет свои особенности, выражющиеся в различном соотношении интенсивности отмеченных этапов (эпох) минералообразования и проявленного магматизма. Это придает своеобразие минерагеническому облику отдельно взятой структуры. Не исключено, что различный уровень эрозионного среза структур также накладывает определенный отпечаток на их индивидуальные отличия в вещественном составе. Общими особенностями формирования вещества структур является гетерогенность процессов петро- и рудогенеза и тесная сопряженность с ультраосновным и щелочно-базальтоидным магматизмом и сопутствующей им постмагматической деятельностью. Отсутствие существенной постмагматической минерализации в диатремах, выполненных только вулканитами трапповой формации, подтверждает это.

Представляется возможным связывать наиболее поздний галоидно-сульфатный процесс минералообразования в отдельных диатремах с разгрузкой в них высококонцентрированных рассолов нижнепалеозойских отложений чехла Сибирской платформы. Наряду с разгрузкой рассолов в равной мере имеется возможность предполагать участие в процессах минералообразования явлений соляного диафиризма.

Рудоносные структуры ангаро-илимского типа обнаруживают сходство, а возможно, и генетическое родство с кимберлитовыми диатремами.

Они в отдельных случаях территориально совмещены (Ботубинский район), обладают определенной аналогией в минеральном составе и типах процессов минералообразования (серпентинизация, карбонатизация, развитие сульфатов и галита), имеют ряд близких геохимических характеристик. Так, кроме сходства изотопного состава углерода, кислорода и стронция, они также четко фиксируются аномальными фоновыми концентрациями урана, тория и калия по отношению к вмещающим породам, в том числе и трапповым. Причем по данным Г. И. Туговика [26], алмазоносные кимберлиты и брекчевые породы железорудных диатрем практически не отличаются по содержанию ($\text{г}/\text{т}$) и соотношению урана и тория, составляя соответственно: $U = 2,05$ и $2,17$, $\text{Th} = 6,11$ и $7,07$, $\text{Th}/\text{U} = 2,9$ и $3,2$.

*
* * *

Новое представление о природе месторождений ангаро-илимского типа имеет ряд точек соприкосновения с иными существующими гипотезами. В этой связи достаточно очевидна необходимость в изучении степени согласованности накопленных фактов с целью их дальнейшего обобщения. Создание приемлемой структурно-вещественной модели месторождений невозможно без совместных усилий всех исследователей, о чем образно пишет Ю. А. Косыгин: «Путник, прочно сидящий в седле своей гипотезы, рискует сбиться с пути. Нужна гибкость. Не надо сражаться друг с другом с неустранимостью и отвагой рыцарей короля Артура. Надо спешиться, отбросить в сторону копья, снять латы и спокойно обсуждать общее дело с самых разнообразных точек зрения» [12, с. 9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Амиржанов А. А., Воронцов А. Е. Петрохимические особенности процессов лигвации в щелочных базальтоидах из диатрем юга Сибирской платформы // Геохимия.— 1982.— № 10.— С. 1510—1516.
2. Амиржанов А. А., Воронцов А. Е. О природе автореакционных магнезиальных скарнов в трубчатых структурах железорудных месторождений юга Сибирской платформы // Метасоматизм и рудообразование.— М.: Наука, 1984.— С. 93—104.
3. Ангаро-илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы/Антипов Г. И., Иващенко М. А., Корабельникова В. В. и др.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 374 с.
4. Вахрушев В. А. Пространственно-временные соотношения скарнов и рудных образований в магнетитовых месторождениях Сибирской платформы // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ.— Новосибирск, 1981.— № 3.— С. 22—23.
5. Вахрушев В. А., Воронцов А. Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 200 с.
6. Воронцов А. Е., Романенко И. М., Лапидес И. Л. О пикроильмените из Коршуновского железорудного месторождения (Сибирская платформа) // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 232, № 4.— С. 902—904.
7. Воронцов А. Е., Амиржанов А. А., Соломонова Л. А., Романенко И. М. Клинопироксен-пикроильменитовые сростки из диатрем юга Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1983.— № 8.— С. 29—34.
8. Григорьев В. М. Месторождения железа // Курс рудных месторождений.— М.: Недра, 1981.— С. 5—34.
9. Дунаев В. А. Брекчии трубок Коршуновского железорудного месторождения в связи с их генезисом // Литология и полезные ископаемые.— 1982.— № 3.— С. 48—58.
10. Жариков В. А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.— С. 220—302.
11. Корабельникова В. В., Фон-дер-Флаасс Г. С. Об осадочной природе «чашечных» магнетитовых руд Нерюндского и Калаевского месторождений (Ангарская железорудная провинция) // Геология и геофизика.— 1979.— № 2.— С. 98—107.
12. Косыгин Ю. А. Связь структурообразования с глубинными процессами // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии.— М.: Наука, 1985.— С. 5—9.

13. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма.— Л.: Недра, 1981.— 247 с.
14. Михеенко М. И. Карбонатиты на востоке Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика.— 1966.— № 5.— С. 76—86.
15. Момджи Г. С., Архипенкова А. Я., Козлов В. Ф., Павлов В. А. Платформенная магногипситовая формация.— М.: Недра, 1976.— 204 с.
16. Основные типы рудных формаций.— М.: Наука, 1984.— 316 с.
17. Павлов А. Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 208 с.
18. Плюснин Г. С., Воронцов А. Е., Гольышев С. И. и др. Изотопы углерода, кислорода и стронция в магнезиально-известковых метасоматитах Коршуновского железорудного месторождения (Сибирская платформа) // Геохимия.— 1981.— № 6.— С. 863—872.
19. Пэк А. А., Павлов Д. И. О механизме образования железорудных месторождений ангаро-илимского типа (гипотеза тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом) // Эндогенные рудные месторождения.— М., 1980.— С. 130—155.
20. Ротман А. Я., Серенко В. П. Петрологические особенности базитов трубок взрыва Западной Якутии // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири.— Новосибирск, 1985.— С. 173—183.
21. Семинский Ж. В., Черных А. Л., Росляков Г. В. Структурные особенности магнетитовых месторождений в Ангарской провинции // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1984.— № 10.— С. 43—48.
22. Скрипин А. И., Никулин В. И. Основные закономерности размещения магнетитовых месторождений Ангарской железорудной провинции // Сов. геология.— 1978.— № 9.— С. 110—115.
23. Смирнов С. С. К минералогии Средне-Сибирской платформы // Пробл. сов. геологии.— 1933.— № 10.— С. 97—121.
24. Страхов Л. Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 120 с.
25. Страхов Л. Г., Тарасевич С. И. Длительность процесса рудообразования на железорудных месторождениях ангаро-илимского типа // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 222, № 5.— С. 1171—1174.
26. Туговик Г. И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность.— М.: Наука, 1984.— 193 с.
27. Фон-дер-Флаас Г. С. Структура Нерюндинского и Караевского месторождений магнетита (Ангарская железорудная провинция) // Геология и геофизика.— 1977.— № 6.— С. 63—69.
28. Царев Д. И. О природе брекчийных трубок Коршуновского железорудного месторождения // Там же.— 1976.— № 12.— С. 167—169.
29. Шахотько Л. И., Багдасаров Ю. А. Полистаниевые трубы взрыва калиево-щелочных базальтоидов и карбонатитов в Северном Прианабарье // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 280, № 2.— С. 462—467.

Д. С. Глюк

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образование гидротермальных золоторудных месторождений до недавнего времени связывалось с гранитоидным магматизмом [11, 21 и др.]. Вместе с тем многие исследователи указывали на ряд вопросов, которые трудно, а порой и невозможно объяснить с этой точки зрения: большая удаленность многих золоторудных месторождений от интрузий гранитов, а иногда и полное отсутствие таковых, частая приуроченность месторождений к породам определенных фаций метаморфизма, образование «бескорневых» рудных жил и многое другое. Эти факты заставили исследователей обратиться к альтернативным гипотезам, в частности к гипотезе метаморфогенного (или метаморфогенно-гидротермального) рудообразования [2, 22, 25 и др.].

За последние 20—30 лет накопилось достаточно данных об участии метаморфических процессов в перераспределении и концентрировании рудного вещества. Так, в работах Б. В. Петрова и В. А. Макрыгиной

[10, 15 и др.], З. И. Петровой с соавторами [16 и др.] и многих других [17 и др.] неоднократно отмечалась миграция многих химических элементов из зон высоких ступеней метаморфизма в зоны более слабого метаморфизма. При этом было показано, что некоторые элементы могут в процессе метаморфизма пород концентрироваться. В. А. Буряк [2] и некоторые другие исследователи [4, 9 и др.] прямо указывают, что при перераспределении золота в процессе метаморфизма первично осадочных пород могут образовываться собственно золоторудные месторождения: золото отгоняется из зон высоких ступеней метаморфизма в породы зеленосланцевой фации, где при наличии благоприятных условий происходит его концентрация.

Вопрос о метаморфогенном рудообразовании поставлен геологами уже давно, однако до сих пор не существует достаточно обоснованной теории этого процесса. Исследователи сталкиваются с большим числом нерешенных проблем. Так, совершенно недостаточно сведений для ответа на вопросы о способах миграции, путях и формах переноса вещества в горных породах при их метаморфизме, состоянии порового раствора и многих других.

Все сказанное свидетельствует о значительной противоречивости генетических представлений и явном недостатке экспериментальных данных для создания научно обоснованной теории образования гидротермальных месторождений золота.

Создание физико-химической модели формирования золоторудных месторождений необходимо для совершенствования существующих и разработки новых методов их прогноза и оценки. Создание такой модели возможно только при использовании достаточного количества достоверных сведений о поведении золота во флюидно-силикатных системах в широком интервале температур и давлений. Значительная часть имеющихся сведений, весьма ограниченных, о растворимости золота в расплавах и водных растворах вызывает сомнение из-за противоречивости результатов исследований [1, 3, 8, 18, 23, 24 и др.]. В этой связи нами проведен комплекс экспериментальных исследований по растворимости золота в силикатных расплавах, водных растворах и перераспределению его в горных породах и минералах в широком температурном интервале при параметрах, соответствующих магматическому, гидротермальному, а также разным фациям метаморфического процесса.

Эксперименты проводили на установке с внешней регулировкой давления при 50 и 100 МПа и температурах от 175 до 820°C. Часть опытов проведена с использованием радиоактивного изотопа ^{195}Au совместно с А. Г. Мироновым.

Изучена растворимость золота в силикатных расплавах гранитного и латитового состава в присутствии водного флюида и без него в водных растворах разного состава, проведено несколько серий опытов по перераспределению золота в горных породах при параметрах зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фаций метаморфизма.

Результаты опытов с расплавами свидетельствуют о весьма низкой растворимости золота в матрице силикатных расплавов независимо от их состава: не выше 10^{-7} — 10^{-6} мас.% [7, 12], что практически соответствует кларку золота в магматических породах. Аналогичные значения растворимости получены как в «сухих» условиях (т. е. в безводных опытах при атмосферном давлении), так и в опытах с флюидной фазой (независимо от состава флюидной фазы) при общем давлении 100 МПа.

Во всех экспериментах с расплавами в продуктах опытов (стеклах) были обнаружены две формы золота. Одна из них равномерно распределена и фиксируется на авторадиографиях равномерным фоном. Концентрация золота в стекле не превышает 10^{-6} мас.% и не зависит ни от исходного содержания в системе, ни от пути его введения в систему (через флюид или через шихту). Другая форма золота образует в стеклах шаровид-

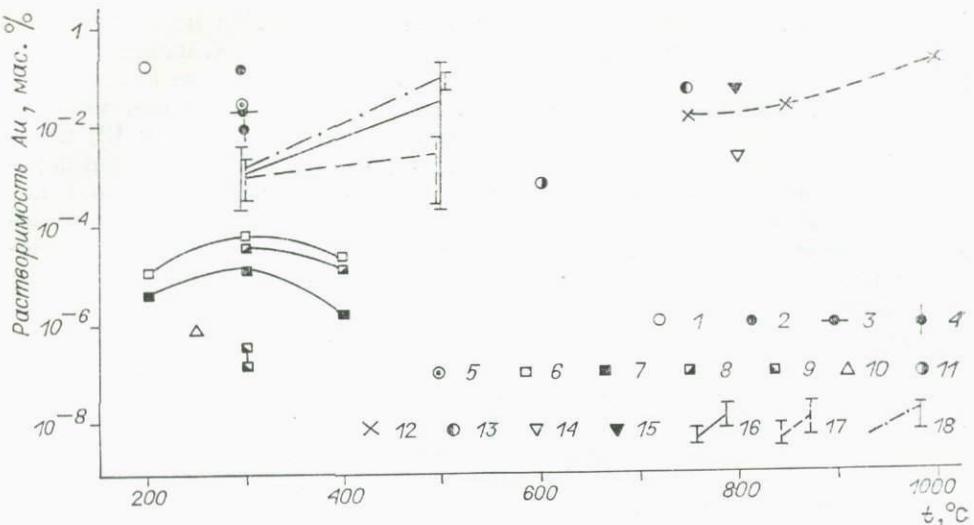


Рис. 1. Растворимость золота в водных растворах разного состава.

1—5 [24] (1 — 1 N HCl при 50 атм; 2 — 0,5 N HCl при 100 атм; 3 — 0,5 N HCl + N₂; 4 — 0,5 N HCl + CO₂; 5 — 0,05 N HCl); 6—9 [3] (6 — H₂O при 1000 атм; 7 — H₂O + SiO₂ при 1000 атм; 8 — H₂O при 500 атм; 9 — 5% NaCl при 1000 атм); 10 — H₂O при 1000 атм [1]; 11 — H₂O при 1500 атм; 12 — 1 M NaCl + KCl при 1500 атм; 13 — 4 M NaCl + KCl при 1500 атм; 14, 15 [8] (14 — H₂O при 5000 атм; 15 — H₂O + гранит при 5000 атм); 16—18 [23] (16 — 1 M KCl при 1000 атм; 17 — 0,5 M KCl при 1000 атм; 18 — 2 M KCl при 2000 атм).

ные обособления разного размера. Очевидно, это избыточное золото, оставшееся после насыщения расплава и образовавшее в стекле выделения самородного золота [13].

В результате опытов установлено, что коэффициент распределения золота между силикатным расплавом и кристаллизующимися из него минеральными фазами (половыми шпатами, кварцем, магнетитом и др.) близок к единице, т. е. в процессе кристаллизации расплава фракционирования золота и накопления его в остаточных расплавах ожидать не следует.

В другой серии экспериментов сделана попытка выяснения растворимости золота в водных растворах разного состава. До недавнего времени экспериментальных данных о растворимости золота в водных растворах при повышенных параметрах было очень мало (рис. 1). К тому же, как уже отмечалось, они весьма противоречивы.

Наши опыты (рис. 2) показали, что растворимость золота в карбонатных, бикарбонатных и фторидных растворах при температурах до 400°C и давлении 100 МПа практически не отличается от растворимости его в дистиллированной воде (1—3 · 10⁻⁴ мас. %), а в присутствии CO₂ даже несколько ниже (5 · 10⁻⁵ мас. %). В растворах хлоридов натрия и калия она достигает 0,001—0,002 мас. %, несколько возрастая с ростом температуры, а в растворах HCl увеличивается с повышением температуры и концентрации HCl и находится в переделах 0,001—0,5 мас. % для растворов с концентрацией от 0,01 N до 1 N при температурах от 175 до 820°C [6, 7].

Растворимость золота в хлоридных растворах заметно зависит от общего давления и наличия других компонентов. Снижение общего давления от 100 до 50 МПа, как и удаление из системы кислорода, уменьшает растворимость золота в несколько раз. Влияние компонентов горных пород на растворимость различно. Установлено некоторое снижение растворимости золота в водных растворах HCl в присутствии кремнезема, глинозема и довольно существенное увеличение его растворимости в присутствии соединений железа (окислов, хлоридов и др.).

В то же время в растворах хлоридов щелочных металлов в присутствии кремнезема и глинозема растворимость золота увеличивается. Влияние этих компонентов обусловлено тем, что при взаимодействии HCl с кремнеземом и глиноземом часть хлора расходуется на образование хлоридов кремния и алюминия, что снижает концентрацию активного хлора, взаимодействующего с золотом. Железо как элемент переменной валентности выступает в роли окислителя. При этом становится возможным образование в системе активного хлора (видимо, элементного), который при температурах выше 200°C легко взаимодействует с золотом с образованием хлорного золота или золотохлористо-водородной кислоты [14], что приводит к заметному возрастанию растворимости золота в присутствии соединений железа. В системах с хлоридами щелочных металлов идут другие реакции: при взаимодействии хлоридов с кремнеземом и глиноземом образуются силикаты и алюминаты щелочных металлов, что приводит к относительному обогащению раствора хлором и резкому снижению pH (до 4 и даже до 1 в зависимости от температуры) [7]. Растворимость золота в таких растворах существенно повышается [6].

Карбонатные минеральные ассоциации, судя по весьма малой растворимости золота в растворах карбонатов и бикарбонатов, должны быть эффективными осадителями золота из хлоридных растворов.

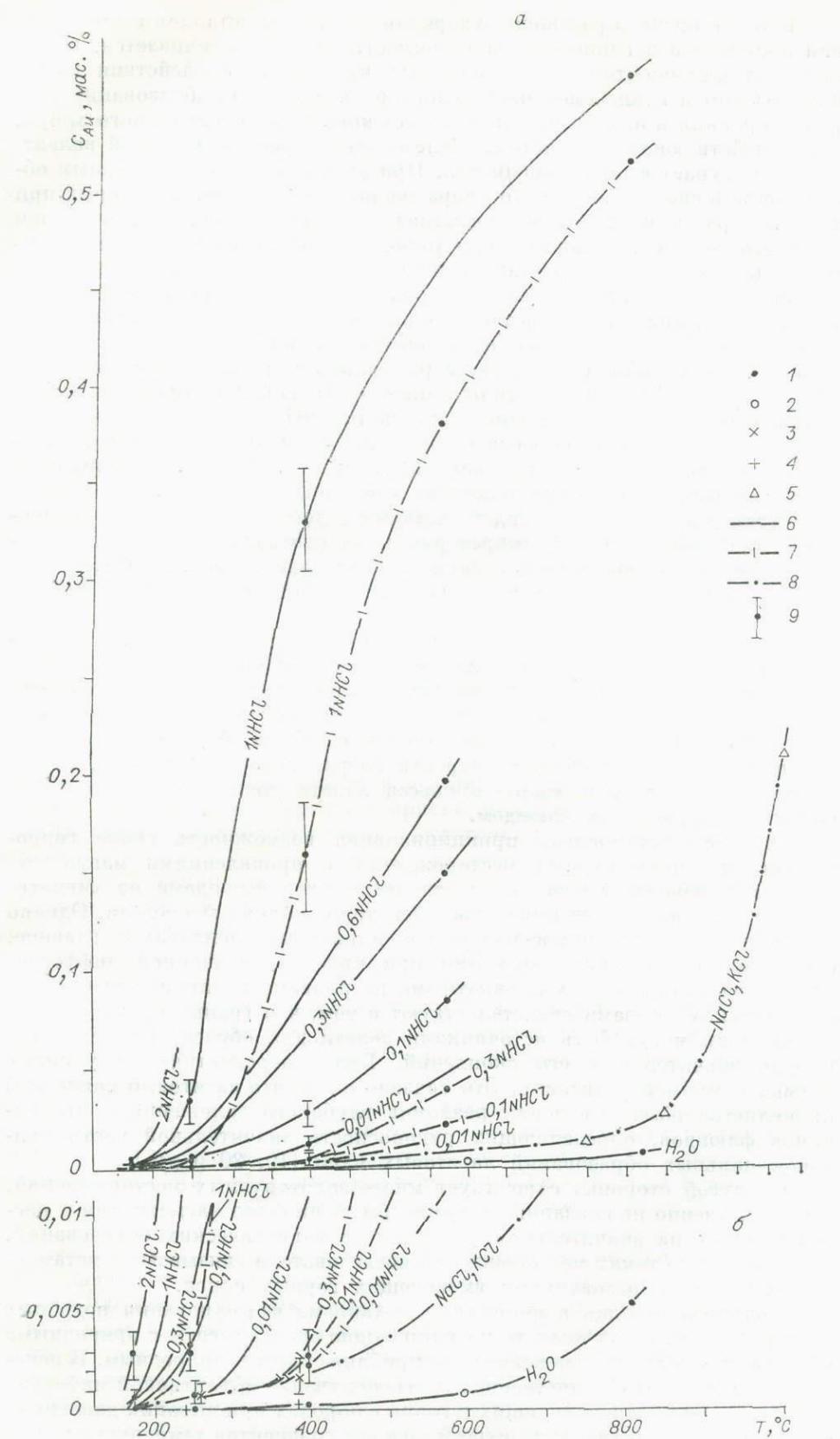
Приведенные данные свидетельствуют о достаточно сложной зависимости поведения золота в гидротермальных растворах от многих факторов: общего и флюидного давления, окислительного потенциала, анионного и катионного состава растворов, их кислотности, состава вмещающих пород.

Эксперименты по изучению растворимости золота в силикатных расплавах и водных растворах показали, что коэффициенты распределения золота между силикатными расплавами и флюидами значительно большие единицы (до 100 и более) в пользу последних, а, следовательно, при отделении от силикатных расплавов растворенных в них летучих компонентов большая часть золота должна перейти из расплава во флюид, т. е. при температурах магматического процесса золото должно извлекаться из силикатного расплава флюидом.

Опытами установлена принципиальная возможность связи гидротермальных золоторудных месторождений с проявлениями магматической деятельности, поскольку с отделяющимися флюидами из магматического расплава может выноситься некоторое количество золота. Однако весьма низкая растворимость золота в силикатных расплавах и, главное, отсутствие его фракционирования при кристаллизационной дифференциации расплавов между силикатными расплавами и ликвидусными кристаллическими фазами свидетельствуют о том, что гранитоидные расплавы вряд ли могут быть источниками золота для образования сколько-нибудь значительных его скоплений. Более перспективны глубинные магмы, например латитовые. Это связано с тем, что латитовый магматизм проявляется обычно в зонах разломов глубокого заложения — проводников флюидов, определяющихрудоносность значительной части вулканокупольных образований латитовых магм [19, 20 и др.].

С другой стороны, существует много золоторудных месторождений, непосредственно не связанных с каким бы то ни было магматизмом и расположенных на значительном удалении от магматических образований. Возникновение таких месторождений исследователи связывают с метаморфическими преобразованиями вмещающих горных пород.

Большую помощь в понимании механизма формирования подобных месторождений могут оказать моделирующие эксперименты с природными объектами в условиях, максимально приближенных к природным. В некоторых случаях это единственный путь получения объективной информации о процессах, происходящих в горных породах при высоких давлениях и температурах, в условиях существования градиентов температур и дав-



лений, поскольку результаты изучения упрощенных систем в изотермоизобарических условиях не дают ответа на многие вопросы природного минералообразования.

Для изучения поведения золота в горных породах при воздействии на них повышенных температур, давлений и водных растворов в термоградиентных условиях использованы глинистые, углисто-глинистые сланцы, полимиктовые и арковые песчаники и известняки одного из золотоносных районов Сибири с оклокларковыми содержаниями золота, любезно предоставленные А. Е. Гапоном, а также субавтектический гранит с содержанием золота ниже кларкового.

Порошки дробленых пород послойно загружали в керамическую трубку-контейнер диаметром 22 мм и длиной около 400 мм, уплотняли и увлажняли. В нижней части колонки помещали слой породы, на которой предварительно высаживалось золото, меченое радиоактивным изотопом ^{195}Au , из соляно-кислого раствора золотохlorисто-водородной кислоты. После осаждения золота породу прокаливали при температуре около 500°C для разложения легкоподвижных хлоридных комплексов осажденного золота и образования элементного «самородного» золота. Контейнер снизу и сверху закрывали керамическими пробками, после чего помещали в реактор. Суммарное содержание золота в прослое, обогащенном им, включая ^{195}Au , около $n \cdot 10^{-4}$ мас. %.

Проведено несколько серий опытов при 550—530°C, 350—300 и 250—200°C (соответственно температура в нижней и в верхней частях колонки). Время опытов 30 сут при 550—530°C, 60 сут при более низких температурах.

При 550—530°C проведено три серии опытов. В одной флюид был чисто водным без каких-либо добавок: колонку горных пород пропитывали дистиллированной водой. После опыта здесь перераспределения золота отмечено не было (рис. 3, а). Изменения пород колонки незначительны. Отмечена лишь слабая перекристаллизация карбонатного материала вблизи контактов с силикатными слоями и незначительное спекание частиц глинистых сланцев.

В другом опыте под слой, обогащенный золотом, помещали слой той же породы, но смешанной с кристаллическим хлоридом натрия (около 20% объема этого слоя). Остальные условия опыта те же. После опыта здесь отмечено весьма интенсивное изменение исходных горных пород (рис. 3, б). Сланцы и песчаники перекристаллизовались, в нижней части колонки породы подверглись альбитизации, а в верхней — окварцеванию. Карбонатный слой почти полностью растворился. Выше по разрезу в слое песчаника отмечается множество пустот с друзьями игольчатого кварца, а еще выше кварц песчаников и «черных сланцев» подвергся собирательной перекристаллизации с образованием серии кварцевых жил, внедрившихся в вышележащие глинистые сланцы. Сами сланцы пронизаны массой игольчатых кристаллов кварца, в результате чего превратились в очень плотную монолитную горную породу. Углистое вещество углисто-глинистых сланцев при этом перекристаллизовалось («графитизировалось»), образовав отдельные резко обогащенные им участки и примазки вдоль контактов кварцевых жил.

Золото в опыте заметно перераспределилось: существенно повышена радиоактивность пород выше слоя, изначально обогащенного золотом. Некоторое дополнительное обогащение золотом отмечено в том месте колонки, где первоначально находился слой карбонатного материала.

Рис. 2. Растворимость золота в воде и в водных растворах по нашим данным (а) с детализацией (б).

1 — в воде в растворах HCl; 2 — в воде в присутствии топаза и флюорита [18]; 3 — в растворах NaCl и KCl; 4 — в растворах Na_2CO_3 , K_2CO_3 , NaHCO_3 , NaF, KF, HF; 5 — в 1 М растворе NaCl+KCl [18]; 6 — опыты без гранита; 7 — опыты с гранитной шихтой; 8 — опыты с NaCl и KCl; 9 — интервал значений растворимости золота в параллельных опытах.

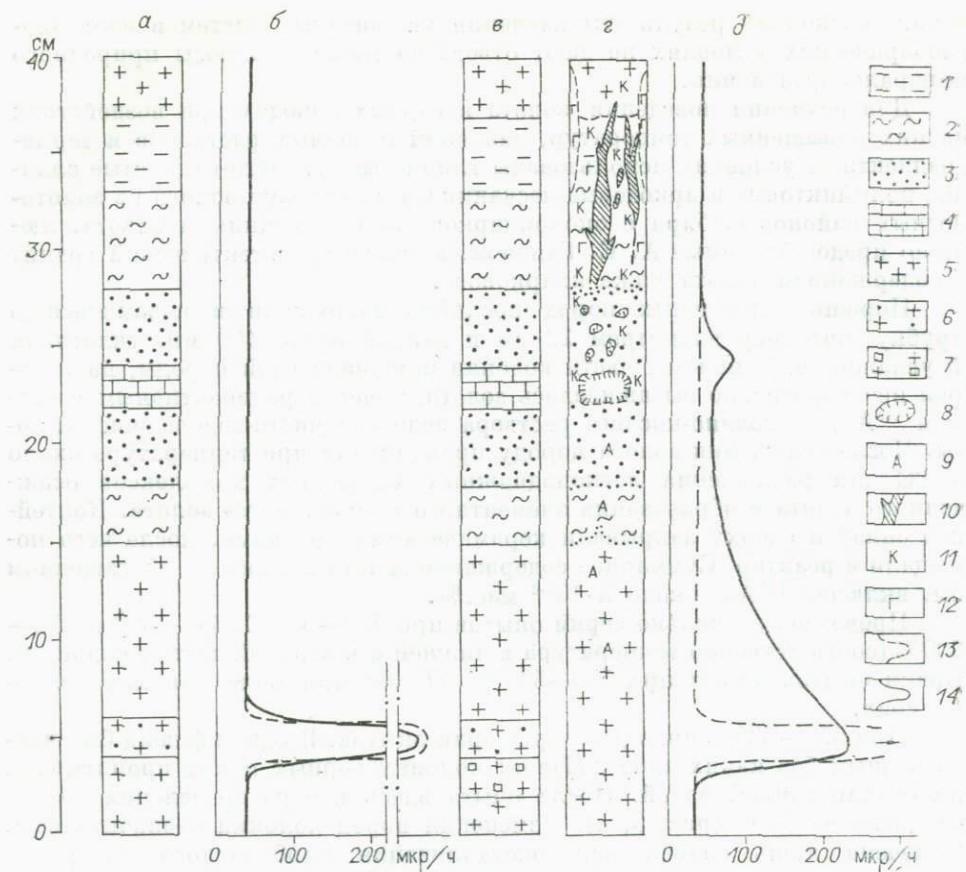


Рис. 3. Перераспределение золота в колонках горных пород в термоградиентных условиях при 550—530°C и общем давлении 100 МПа.

1 — глинистые сланцы; 2 — углисто-глинистые сланцы; 3 — полимиктовые песчаники; 4 — карбонаты; 5 — кварц-полевошпатовые породы (гранит); 6 — гранитная шихта с ^{195}Au ; 7 — гранитная шихта с хлористым натрием (20%); 8 — пустоты с игольчатыми друзами кварца; 9 — альбитизация; 10 — кварцевая жила; 11 — окварцевание; 12 — графитизация; 13, 14 — радиоактивность пород до опыта (13) и после (14).

В безводных условиях при этих температурах перераспределения золота в колонке не происходит как в присутствии хлорида натрия, так и без него, что, несомненно, говорит о переносе золота в предыдущем опыте водным раствором.

Результаты экспериментов позволяют предположить, что золото в опыте с хлоридом натрия перераспределилось в результате диссоциации и гидролиза в термоградиентных условиях хлорида натрия [5] и разделения путей натрия и хлора в колонке: натрий расходуется на альбитизацию пород в нижней части колонки, а хлор с водным раствором движется вверх в зону более низкой температуры, выщелачивает из выщележащего слоя золото и переносит его вверх по разрезу. Поступая в карбонатный горизонт, этот кислый хлоридный раствор нейтрализуется, в результате чего большая часть принесенного сюда золота высаживается.

При более низких температурах проведены эксперименты с чисто водным и хлоридным флюидами. Причем хлорид натрия вводился в систему в составе 3,5%-го водного раствора, моделирующего морскую воду вместе с морскими осадками. Этим раствором пропитывали породы колонки до полного их увлажнения, удаляли излишек раствора и после этого помещали в реактор.

Колонки в разных опытах несколько отличались по составу. В одних опытах это были чисто силикатные колонки с маломощным карбонатным

горизонтом лишь в самой верхней ее части, в других карбонатный материал был распределен по всей длине колонки, а слой, обогащенный золотом, представлял собой смесь силикатного и карбонатного материала в равных количествах. Как и при температурах 550—530°C, здесь в колонках с чисто водным флюидом перераспределения золота нет, а изменения пород практически отсутствуют.

В опытах с раствором хлорида натрия в колонках с резким преобладанием силикатных пород более 90% золота из нижней части колонки вынеслось за ее пределы. Лишь небольшая часть его переотложилась в пределах карбонатного горизонта и на верхней пробке.

В колонках со значительным количеством карбонатного материала при прочих равных условиях 95% золота испытывает только местное перераспределение в пределах одного горизонта, т. е. подвижность его в присутствии карбонатов резко ограничена. Лишь небольшая часть его перемещается в верхнюю часть колонки и отлагается на уровне верхнего карбонатного горизонта.

В одном из опытов с добавлением карбонатов в нижние горизонты колонки в слой, обогащенный золотом, были добавлены сульфиды (пирит, арсенопирит) в количестве 3—5%. Оказалось, что присутствие сульфидов не влияет на подвижность золота в этих условиях: оно перераспределяется лишь в пределах одного горизонта, как и в опыте без сульфидов.

В процессе метаморфических преобразований морских осадочных пород в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций вполне возможно перераспределение золота под воздействием кислых хлоридных растворов, образующихся при гидролизе хлорида натрия захороненной в осадках морской воды.

При метаморфизме пресноводных осадков, судя по результатам опытов с чисто водным флюидом, без дополнительного привноса агентов, способных транспортировать золото (например хлора), перераспределения золота при Р—Т-условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций происходить не может или оно крайне ограничено.

Кроме того, при метаморфизме преимущественно терригенной толщи будет формироваться оруденение золотокварцевой формации, а в случае преобладания в разрезе карбонатных пород более вероятно образование оруденения невадийского (карлинского) типа [26].

*
* * *

Таким образом, гидротермальные золоторудные месторождения образуются в результате как магматических, так и метаморфических процессов. Перенос золота в этих условиях может осуществляться в кислых хлоридных растворах в диапазоне температур от магматических до 200—150°C. К осаждению золота из хлоридных растворов приводит снижение температуры, общего и флюидного давления, повышение pH растворов вследствие их взаимодействия с вмещающими породами или в результате смешения с карбонатными и гидрокарбонатными подземными водами верхних структурных этажей земной коры и т. д. При благоприятном сочетании физико-химических и геологического-структурных условий возможно возникновение существенных скоплений золота и образование его месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Н. Н., Барсуков В. Л., Дарьина Т. Г., Банных Л. Н. О взаимодействии золота с водными щелочными растворами при 25 и 250°C // Геохимия.—1977.—№ 6.—С. 877—884.
2. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование.—М.: Недра, 1982.—256 с.
3. Вилор Н. В. Золото и кремнезем в гидротермальном процессе (по экспериментальным и расчетным данным): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.—Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1973.—30 с.

4. Гавриленко Б. В. Минералогические аспекты распределения золота в метаморфических и метасоматических образованиях // Геология рудных месторождений Кольского полуострова.— Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1981.— С. 95—109.
5. Ганеев И. Г. Строение и свойства гидротермальных растворов. Форма миграции минерального вещества // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1977.— № 3.— С. 22—35.
6. Глюк Д. С., Хлебникова А. А. Растворимость золота в водных растворах разного состава при 1000 атм. // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 254, № 2.— С. 475—479.
7. Глюк Д. С., Миронов А. Г. Экспериментальное исследование поведения золота в кислых силикатных расплавах и водных растворах разного состава при температурах 250—820°С и давлении 500 и 1000 кг/см² // Экспериментальное исследование эндогенного рудообразования.— М.: Наука, 1983.— С. 230—247.
8. Диман Е. Н., Олейников Б. В. О коэффициентах распределения золота между расплавом, флюидом и твердой фазой // Методы экспериментального исследования гидротермальных равновесий.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 147—156.
9. Летников Ф. А. Физико-химические аспекты металлогенеза метаморфизма // Геология и металлогенез метаморфических комплексов.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977.— С. 117—129.
10. Макрыгина В. А. Геохимические особенности пегматитовых поясов, связанных с разными магматовыми комплексами // Геохимия пегматитов и методы их поисков.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 30—42.
11. Металлогеническая специализация магматических комплексов.— М.: Недра, 1964.— 392 с.
12. Миронов А. Г., Альмухamedов А. И., Медведев А. Я., Кренделев Ф. П. Геохимия золота в расплавах базальтового состава (по экспериментальным данным) // Геохимия.— 1978.— № 11.— С. 1639—1651.
13. Миронов А. Г., Глюк Д. С. Экспериментальное исследование распределения золота в силикатных системах кислого состава с помощью радионизотопа ¹⁹⁵Au // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 252, № 5.— С. 1234—1238.
14. Шадефет Р. Химия золота.— М.: Мир, 1982.— С. 17.
15. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 342 с.
16. Петрова З. И., Легейдо В. А., Хлебникова А. А. Золото и серебро в породах зоны ультраметаморфизма // Геохимия.— 1981.— № 8.— С. 1149—1155.
17. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование.— Киев: Наук. думка, 1984.— 314 с.
18. Рябчиков И. Д., Ефимов А. А., Кулигин В. М., Шиллин Н. Л. Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм // Проблемы геохимии эндогенных процессов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 14—19.
19. Таусон Л. В. Магматизм и рудообразование.— М.: Наука, 1979.— 36 с.
20. Таусон Л. В., Соловович Л. И., Захаров М. Н. Геохимия монцонитовых интрузий Кенсийского комплекса // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 248, № 4.— С. 942—946.
21. Эндогенные рудные месторождения.— М.: Наука, 1980.— 275 с.
22. Groves D. J., Phillips G. N., Houston S. M. The nature, genesis and regional control of mineralization in Archaean greenstone belts // Trans. Geol. Soc. S. Afr.— 1985.— Vol. 88.— P. 135.
23. Henley R. W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions // Chem. Geol.— 1973.— Vol. 11, N 2.— P. 73—88.
24. Ogrizlo S. P. Hydrothermal experiments with gold // Econ. Geol.— 1935.— Vol. 30, N 4.— P. 400—424.
25. Fripp R. E. P. Gold metallogeny in the Archaean of Rhodesia // The early history of the Earth.— London, 1976.— P. 455—466.
26. Radtke A. S., Scheiner B. J. Studies of hydrothermal gold deposition (1). Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous material in gold deposition // Econ. Geol.— 1970.— Vol. 65, N 2.— P. 87—102.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИЗОТОПОВ

Н. А. Дурасова, В. Л. Барсуков, И. Д. Рябчиков

ПОВЕДЕНИЕ ОЛОВА ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Для понимания путей миграции рудного вещества необходимо изучение закономерностей поведения рудных элементов, являющихся элементами-примесями, в процессе дифференциации расплавов и дистилляции флюидов. На распределение микрокомпонента между фазами и внутри отдельных фаз влияют физико-химические условия, происходящие в системе.

Для интерпретации накопленных данных по геохимии малых элементов, и в частности олова, в природных магматических образованиях, с точки зрения современных физико-химических представлений, необходимо знание коэффициентов распределения и форм нахождения олова в магматических системах. В связи с невозможностью теоретически вычислить коэффициенты распределения необходимо проведение экспериментальных исследований, моделирующих поведение олова в ходе ликвации, кристаллизационной и эманационной дифференциации магм и позволяющих судить о форме его нахождения в фазах.

Рассмотрим результаты экспериментальных исследований, направленных на выяснение валентного состояния олова в расплавах и отдельных минералах, полей кристаллизации минералов в базальтовых и гранитных системах, активностей олова в расплавах, минералах и флюидах в контролируемых окислительно-восстановительных условиях, полученных на основе использования методов рентгеноспектрального микроанализа, мессбауэровской спектроскопии, рентгенофазового, количественного спектрального, электронно-микроскопического анализов [2, 3–6].

Установленный характер зависимости валентного состояния олова (отношения $\text{Sn}^{+2}/\text{Sn}_{\text{общ}}$) в базальтовом расплаве и летучести кислорода в реальных для природных систем границах свидетельствует о возможном значительном участии двухвалентного олова наряду с четырехвалентным в магматических системах (рис. 1).

Результаты изучения системы магнетит—кассiterит, представляющей значительный интерес для геохимических исследований, поскольку магнетит является одним из наиболее распространенных акцессорных минералов магматических пород и в большинстве случаев — одним из минералов-концентраторов олова, позволили охарактеризовать растворимость SnO_2 в магнетите, влияние температуры и потенциала кислорода в системе на это равновесие и определить состояние олова в магнетите (рис. 2). Полученные данные свидетельствуют о том, что магнетиты из магматических пород, содержащие не более сотых процентов олова [7], далеки от пределов насыщения им, и наиболее вероятно изоморфное состояние олова в этом минерале в четырехвалентной форме в октаэдрической координации.

В ходе изучения распределения олова при кристаллизации базальтового расплава при различных летучестях кислорода выявлена определен-

Таблица 1

Содержания и коэффициенты распределения олова в фазах гавайита при разных окислительно-восстановительных условиях

Фаза	— $\lg f_{\text{O}_2} = 2,2 - 3,5$		— $\lg f_{\text{O}_2} = 6,0 - 11,8$	
	SnO_2 , мас.%	минерал/стекло	SnO_2 , мас.%	минерал/стекло
Стекло	0,70 (0,55—0,80)			1,02 (0,93—1,13)
Плагиоклаз	0,04 (0,01—0,07)	$0,05 \pm 0,04$		$0,04 - 0,01$
Магнетит	0,72 (0,67—0,78)		$1,00 \pm 0,40$	
Железистый титанат	3,30 (2,10—4,50)		$4,70 \pm 3,30$	

Примечание. В скобках указаны пределы колебаний.

ная зависимость, обусловливаемая в первую очередь сменой фазового состава при изменении окислительно-восстановительных условий. В восстановительных условиях при f_{O_2} , близких и меньших таковых буфера Ni—NiO, кристаллизуется плагиоклаз, содержащий низкие концентрации олова, и расплав обогащается этим элементом (табл. 1). Валентное состояние олова при этом, как уже было отмечено, преимущественно Sn^{2+} . В условиях повышенных потенциалов кислорода из расплава наряду с плагиоклазом выделяются магнетит и железистые титанаты. Минералы содержат значительное количество олова, и концентрации его в конечном расплаве незначительно снижаются. Приведенные выше данные по изучению валентного состояния Sn в гавайитовом расплаве и магнетите при рассматриваемых f_{O_2} дают основание говорить о преимущественно четырехвалентной форме его нахождения.

В результате проведенной серии опытов по изучению влияния летучести кислорода на поля кристаллизации минералов олова и железа в системе гранит — Sn—Fe—O—H было установлено, что в относительно окисленных условиях, близких и выше f_{O_2} буфера Ni—NiO, растворимость олова в силикатной жидкости падает более чем в 2 раза по сравнению с такой при более низких потенциалах кислорода (буфера вюстит — магнетит) [11]. Из полученных данных следует: при равной суммарной концентрации олова в гранитной магме повышение летучести кислорода приводит к тому, что состояние насыщения в отношении кассiterита достигается легче.

Изучение распределения олова при ликвации в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{FeO}$ при фиксируемых потенциалах кислорода [2] позволило оценить активности олова в контрастных по FeO и SiO_2 алюмосиликатных расплавах, вычислить коэффициент распределения $K^{\text{кисл/осн}} = 0,4$ и определить формы преимущественного нахождения олова и железа в виде Sn^{2+} и Fe^{2+} .

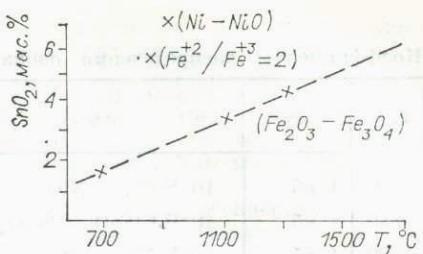
Прежде чем перейти к рассмотрению влияния потенциала кислорода на переход олова во флюидную фазу из расплава при дистилляции и обсуждению результатов экспериментальных исследований [9, 10],

следует отметить сложный характер кинетики изучаемых процессов. Коэффициенты распределения олова в системах флюид — расплав нужно считать приближенными и оптимально



Рис. 1. Валентное состояние олова в гавайите при различных потенциалах кислорода.

Рис. 2. Растворимость олова в магнетитах в зависимости от температуры и потенциала кислорода.



возможными (см. табл. 2). Тем не менее результаты позволяют сделать вывод о том, что рост потенциала кислорода — фактор, интенсифицирующий выход олова в магматическую флюидную fazу.

Экстраполяция коэффициентов распределения, оцененных на основе экспериментальных данных, к природным системам с кларковыми содержаниями олова возможна при существовании независимости К распределения от относительных количеств элемента-примеси. Изучением распределения олова между магнетитом и алюмосиликатным расплавом состава $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{FeO}$ при малых и избыточных концентрациях олова установлено, что значения К распределения между магнетитом и стеклом близки к единице [5] и не обнаруживают заметной концентрационной зависимости, что подтверждает гипотезу о применимости закона Генри. Полученные результаты свидетельствуют о том, что определенные в эксперименте значения К распределения можно использовать при анализе природных магматических систем.

Рассмотрим возможное поведение олова в процессе эволюции природных магм, используя результаты наших исследований и данные анализа содержаний олова во вкраепленниках и основной массе эфузивов различного состава в интервале реальных окислительно-восстановительных условий природных магм. Как может значение комбинированного К распределения олова в ходе кристаллизации базальтовых магм зависеть от $f\text{O}_2$? Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что при относительно низких $f\text{O}_2$ ($\ll f\text{O}_2 \text{ Ni-NiO}$) концентрация олова, преимущественно двухвалентного, в расплаве может незначительно возрастать и снижаться при повышенных $f\text{O}_2$ ($\gg f\text{O}_2 \text{ Ni-NiO}$). Из оценки K_{Sn}^c для природных гавайитовых лав вулкана Эльдфедль, равного 0,6, вычисленного на основании определенных содержаний Sn в оливинах, плагиоклазах, основной массе пород и количественного соотношения минералов [7, 14] при потенциалах кислорода, отвечающих буферам $\text{Ni}-\text{NiO}-\text{Fe}_2\text{SiO}_4-\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{SiO}_2$ [8], следует, что остаточные расплавы кислого состава должны несколько обогащаться оловом. Это и наблюдается в кислых породах дифференцированных серий Исландии [7].

В случае ликвационного происхождения кислых пород при низких $f\text{O}_2$, а такой механизм реален, как установлено в результате изучения земных и лунных образцов [13, 15], на поздней стадии дифференциации основной магмы могут возникать кислые магмы, обогащенные оловом (Sn^{2+}) в 2 раза (что следует из экспериментальных результатов) по сравнению с существующими более основными расплавами и К распределения Sn флюид расплавов должен быть более высоким для кислых систем, что и отмечено выше.

В настоящей статье не рассматривается влияние химизма гранитных расплавов и флюидов на поведение Sn в ходе их дифференциации. Эти данные опубликованы [10, 12]. Отметим лишь, что наиболее перспективны с точки зрения интенсивности накопления олова в расплавах при кристаллизационной дифференциации низкокальциевые анатектические граниты и, как свидетельствуют наши экспериментальные данные, низкие концентрации железа и низкие летучести кислорода при кристаллизации. Повышение потенциала кислорода расширяет поля кристаллизации

Таблица

Коэффициенты распределения олова между флюидом и расплавом

$K^{Fl/L}$	$T, ^\circ C$	P	fO_2	Состав расплава	Состав раствора	Источник
0,02	850	1 кб	10^{-13} (Ni — NiO)	Гранит (Na)	H_2O	[9] *
0,005	850	1 кб	$10^{-17,8}$ ($FeO - Fe_3O_4$)	»	H_2O	[9] *
0,0004	1300	1 кб	10^{-5} (Ni — NiO)	Базальт	H_2O	[9] *
0,0001	1300	1 кб	$10^{-8,6}$ ($FeO - Fe_3O_4$)	»	H_2O	[9] *
0,2	750	1,5 кб	Ni — NiO	Гранит (эвтектика)	1 Н по Cl рН 3	Наши данные **
0,02	1055	1 ат	Ni — NiO	Базальт	Не опр.	То же ***

* Время опытов не указано.

** Время опытов 12 сут.

*** На основании анализа продуктов извержения вулкана Эльдфедль.

железосодержащих минералов, магнетита и других, и это окажет существенное влияние на поведение олова в кислых магмах, поскольку, согласно нашим и опубликованным данным [6, 8], эти фазы в большинстве случаев являются главными концентриаторами олова в гранитоидах, то концентрация железа в гранитах, время кристаллизации железосодержащих минералов и валентное состояние олова (что регулируется прежде всего fO_2) будут определять возможность накопления или обеднения оловом конечного расплава и возможность образования или не образования кассiterита на магматической стадии.

Рассчитанные на основании имеющихся экспериментальных данных К распределения Sn между флюидом и расплавом позволяют сделать вывод о том, что рост потенциала кислорода — одно из благоприятных условий мобилизации олова во флюидную фазу (наряду с ростом потенциалов фтора и хлора [11]). С ростом $fO_2 K_{Sn}^{Fl-Z}$ возрастает как для гранитных, так и для базальтовых систем, оставаясь более низким для последних. В табл. 2 приводится значение $K_{Sn} = 0,02$, рассчитанное нами на основании изученной металлоносности продуктов извержения вулкана Эльдфедль (газовой и твердой составляющих) при fO_2 , отвечающих таковым буферов никель — бунзенит — кварц — фаялит — магнетит [1, 13]. Эта величина на порядок меньше определенной нами экспериментально в системе флюид — расплав кислого состава при fO_2 буфера Ni—NiO.

*
* * *

Таким образом, полученные результаты позволили показать возможное присутствие олова в реальных магматических условиях в двух валентных состояниях, охарактеризовать поведение олова в ходе ликвации и кристаллизации расплавов и дистилляции флюидов при различных fO_2 в системах. Устанавливается рост комбинированного коэффициента распределения олова и снижение его концентраций в конечных порциях расплава с увеличением fO_2 и одновременно более высокая мобилизация олова во флюидную фазу при дистилляции, при этом те или иные формы нахождения и концентрации олова в магматических фазах во многом будут определять дальнейшие пути миграции и отложения соединений олова.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Дурасова Н. А., Дорофеева В. А. Оценка окислительно-восстановительных условий при современных базальтовых извержениях Исландии // Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция. — М.: Наука, 1986. — С. 113—120.

2. Барсуков В. Л., Дурасова Н. А., Рябчиков И. Д. и др. Особенности поведения олова при ликвации алюмосиликатного расплава // Геохимия.— 1983.— № 2.— С. 189—192.
3. Дурасова Н. А., Барсуков В. Л., Вакин Е. А. и др. Металлоносность продуктов извержения вулкана Эльдфедль (Исландия) // Там же.— 1982.— № 2.— С. 192—197.
4. Дурасова Н. А., Барсуков В. Л., Рябчиков И. Д. и др. Валентное состояние олова в базальте при различных летучестях кислорода // Там же.— 1984.— № 3.— С. 435—437.
5. Дурасова Н. А., Барсуков В. Л., Рябчиков И. Д. и др. Особенности поведения олова при кристаллизации алюмосиликатных расплавов // Там же.— 1985.— № 3.— С. 412—416.
6. Дурасова Н. А., Храмов Д. А., Полосин А. В. и др. Растворимость, валентное и структурное состояние олова в магнетите // Там же.— 1984.— № 12.— С. 1907—1911.
7. Исландия и срединно-океанический хребет: геохимия/Герасимовский В. И., Поляков А. И., Дурасова Н. А. и др.— М.: Наука, 1978.— 184 с.
8. Лиходович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов.— М.: Наука, 1973.— 310 с.
9. Некрасов Н. Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах.— М.: Наука, 1984.— 238 с.
10. Рябчиков И. Д., Дурасова Н. А., Барсуков В. Л. Физико-химический анализ магматических источников олова // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений.— М.: Наука, 1984.— С. 57—91.
11. Рябчиков И. Д., Дурасова Н. А., Барсуков В. Л., Ефимов А. С. Окислительно-восстановительный потенциал как фактор рудоносности кислых магм // Геохимия.— 1978.— № 6.— С. 832—834.
12. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
13. De A. Silicate liquid immiscibility in Beccan traps and its petrogenic significance // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1974.— Vol. 85.— P. 471—474.
14. Jakobsson S. P., Pedersen A. K., Rönsbo J. G., Larsen L. M. Petrology of mugearite-hawaiite: Early extrusives in the 1973 Heimaey eruption. Iceland // Lithos.— 1973.— Vol. 6.— P. 203—214.
15. Roedder E., Weiblen P. W. Silicate immiscibility in Lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks // Science.— 1970.— Vol. 167.— P. 641—644.

И. В. Александров, Н. П. Косилина

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТИОНИТ-АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Геохимия гранитоидов и связанные с ними месторождения многих редких и рудных элементов неизменно привлекают внимание исследователей. Большой вклад в изучение гранитоидов, их геохимическую типизацию, в выяснение условий и причин распределения редких элементов и определение потенциальной рудоносности интрузий сделал Л. В. Таусон. Его монография «Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов» стала настольной книгой геологов [13].

К одному из перспективных типов на редкометальное оруденение относятся литионит-альбитовые граниты, представляющие собой поздние дифференциаты гранитоидного процесса, подвергшиеся автометасоматическим преобразованиям. Рассмотрим четыре таких массива, расположенные в Восточной Сибири. Они хорошо изучены, их геологическая и минералого-геохимическая характеристика приводилась неоднократно [6—11]. Отдельные вопросы геохимии массивов обсуждались в предыдущих работах одного из авторов [1—3, 5]. Предлагаемая статья посвящена минералого-геохимическим факторам и парагенетическим ассоциациям элементов, характеризующим эти факторы. Изучение проводили с помощью корреляционного и факторного анализов. Названия массивов приняты по работе [9].

Таблица 1

Средние содержания элементов

№ п/п	K:Rb	K	Na	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Sn	Ga	Tl	Zr	Y
1	—	—	—	50,7	226	8	4,6	22,9	2,7	6,2	25,6	1,4	141	34
2	19	2,98	3,54	>450	1584	29	2,0	129	79	37	133	16	40	41
3	15	2,91	3,21	>450	1960	56	1,5	133	182	20	121	15	21	12
4	18	3,05	3,74	>450	1688	15	1,9	149	69	59	160	18	40	3
5	19,5	3,06	4,00	>450	1573	29	2,9	112	36	41	91	13	33	6
6	39	2,77	3,03	256	715	25	1,8	70	9,2	14	93	8	71	39

Окончание табл. 1

№ п/п	Mo	Pb	Zn	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B
1	1,9	30,3	53,3	22,0	1874	39,5	21,7	9,6	7,00	1 107	17,2
2	2,0	173	56	6,6	66	4,0	6,4	3,0	0,54	10 528	6,8
3	0,8	64	116	6,4	73	3,3	5,2	2,5	0,52	15 060	7,2
4	5,8	261	35	7,8	46	4,8	5,3	3,1	0,55	10 308	6,7
5	0,8	107	23	6,0	62	3,9	13,8	3,2	0,68	9 875	6,2
6	0,7	97	71	6,5	123	2,9	5,4	3,6	0,51	2 755	7,1

П р и м е ч а н и е. 1 — гранитоиды СССР и МНР [4]; 2 — литионит-альбитовые граниты Восточной Сибири (78 проб); 3 — массив Южный (17 проб); 4 — массив Центральный I (39 проб); 5 — массив Центральный II (10 проб); 6 — массив Центральный III (12 проб). К и Na — мас. %, остальные — г/т.

Каменный материал собран в виде штучных проб массой 6—8 кг. Пробы отбирали в основном по профилям, их количество по отдельным массивам примерно пропорционально площадям выходов литионит-альбитовых гранитов. Содержание фтора определяли в Центральной аналитической лаборатории ГЕОХИ АН СССР количественным спектральным методом на плазмотроне. Остальные анализы выполнены в Бронницкой геохимической экспедиции ИМГРЭ. Тантал определяли экстракционно-флуориметрическим методом с последовательным применением бриллиантового зеленого и бутилродамина «С», ниобий — фотоколориметрически с реагентом сульфохлорфенолом «С», щелочи — методом фотометрии пламени, остальные элементы — спектральным приближенно-количественным методом.

Приведем средние содержания элементов в четырех совместно взятых массивах и в каждом массиве в отдельности, а для сравнения — средние содержания элементов в гранитоидах СССР и МНР [4] (табл. 1). Как уже отмечалось, литионит-альбитовые граниты крайне неоднородны по составу. Поэтому относительно небольшое количество проб, характеризующих массивы, может дать лишь весьма приближенную оценку среднего содержания элементов. Но для парагенетического анализа, проводимого в статье, такого количества проб достаточно.

Встречались резко выделяющиеся высокие содержания отдельных элементов, что связано с попаданием в пробы прожилков, обогащенных акцессорными минералами с этими элементами. Такие анализы в выборку не включены. Кроме того, часть проб не была проанализирована на фтор. В результате количество анализов на ряд элементов меньше количества проб.

Факторный анализ основан на методе главных компонент. Он отражает структуру корреляционной матрицы, характеризующую совместную изменчивость элементов в определенном геологическом объекте. Суть его заключается в переходе к новой ортогональной системе координат. Первая координатная ось проводится так, чтобы дисперсия соответствующего ей фактора составляла возможно большую часть общей

Таблица 2

Факторные нагрузки (ω) в вклад факторов в дисперсию (V %)

Элемент	Факторы				
	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5
K : Rb	0,79	0,36	(-0,02)	0	(-0,07)
K	(-0,17)	(0,11)	(0,28)	0	-0,64
Na	(-0,14)	0,51	-0,34	(-0,21)	0,37
Li	-0,53	-0,68	(-0,01)	(-0,05)	(0,08)
Rb	-0,80	-0,30	(0,16)	(-0,03)	(-0,26)
Cs	(-0,07)	-0,78	(-0,13)	(-0,21)	(0,21)
Be	0	(0,07)	(-0,08)	-0,73	(-0,28)
Nb	-0,57	(0,23)	(-0,14)	(0,07)	(0,24)
Ta	-0,75	(-0,05)	(-0,19)	0,30	(0,08)
Sn	-0,43	0,30	(0,22)	-0,39	(0,09)
Ga	-0,47	0,36	(-0,22)	(0,24)	(0,17)
Tl	-0,53	(0,03)	(0,11)	(0,27)	-0,44
Zr	0,33	0,38	(0,21)	(0,07)	(0,16)
Y	0,77	(-0,14)	(0,12)	0	(-0,09)
Mo	-0,44	0,58	0,32	(0,04)	(0,05)
Pb	-0,33	0,65	(0,26)	(0,02)	(-0,10)
Zn	(0,07)	-0,64	(-0,10)	(0,19)	(-0,08)
Cu	(-0,17)	(0,09)	0,31	-0,38	(0,10)
Ti	0,40	-0,36	0,41	0,38	(0,08)
V	(-0,08)	(0,12)	0,51	0,48	(0,24)
Cr	(-0,01)	(-0,15)	(0,11)	-0,59	(0,22)
Ni	(0,03)	(-0,07)	0,67	-0,29	(-0,14)
Co	(-0,02)	(-0,10)	0,59	(-0,10)	0,40
F	-0,52	-0,48	(0,15)	(-0,10)	(0,11)
B	(0,07)	(-0,25)	0,44	(0,13)	(0,17)
V%	21,2	16,6	10,0	9,2	6,6

Примечание. $\omega_{kp} = 0,29$ при $n_{Be-F} = 44$.

дисперсии; далее отыскивается следующая (ортогональная первой) ось с аналогичным требованием к оставшейся части общей дисперсии и т. д. Суммарная дисперсия равна дисперсии исходных данных, т. е. она несет всю заложенную в этих данных информацию. Факторы взаимно независимы. Некоторые из факторов, прежде всего наиболее сильные, имеют геохимический смысл [12, 14]. Статистическую обработку материала проводили в лаборатории математических методов ГЕОХИ АН СССР на ЭВМ ЕС-1010.

В дальнейшем будем использовать следующие обозначения: F_1, \dots, F_k — факторы; ω_{k-l} — факторные нагрузки, где k — компоненты, l — факторы; по своей сути ω характеризуют корреляцию элементов с факторами; критические значения ω устанавливаются так же, как для коэффициентов корреляции (r_B); в таблицах незначимые величины r_B и ω (при 5%-м уровне значимости) заключены в скобки; V_l — вклад фактора l в общую дисперсию, выраженный в процентах.

Рассчитанные на основе парных коэффициентов корреляции факторные нагрузки, относящиеся к пяти первым наиболее сильным факторам, и вклад факторов в общую дисперсию приведены в табл. 2. Выясним геохимический смысл отдельных факторов и определим связанные с ними парагенетические ассоциации элементов F_1 . ($V_1 = 21,2\%$). Обращает внимание высокое положительное значение факторной нагрузки отношения K : Rb ($\omega_{K:Rb} = 0,79$). Значимые отрицательные значения ω имеют Li, Rb, Nb, Ta, Sn, Ga, Tl, Mo, Pb, F, значимые положительные значения ω свойственны Zr, Y, Ti. Обратимся к табл. 1 и сравним анализы массива Центральный III (№ 6) с анализами остальных трех массивов (№ 3—5). С повышением отношения K : Rb в массиве Центральном III происходит

существенное понижение содержаний Li, Rb, Nb, Ta, Sn, F и менее выраженное понижение содержаний Ga, Tl, Mo, Pb. Повышаются содержания Zr, Y, Ti.

Известно, что отношение K : Rb в сочетании с отрицательной корреляцией K : Rb с рядом лиофильных элементов (Li, Rb, Nb, Ta и др.) характеризует дифференцированность гранитоидов [3, 4]. Соответственно можно принять, что F_1 также характеризует различия в дифференцированности литионит-альбитовых гранитов и в нашем случае массив Центральный III менее дифференцирован по сравнению с другими. С F_1 связаны два многокомпонентных парагенезиса-антиподы: I — Li, Rb, Nb, Ta, Sn, Ga, Tl, Mo, Pb, F и II — Zr, Y, Ti.

F_2 ($V_2 = 16,6\%$). В связи с F_2 также выделяются два многокомпонентных парагенезиса-антиподы: III — Li, Rb, Cs, Zn, Ti, F, элементы которого имеют значимые отрицательные ω , и IV — Na, Sn, Ga, Zr, Mo, Pb, со значимыми положительными ω . Если сравнить между собой примерно одинаково дифференцированные массивы Южный (табл. 1, № 3) и Центральный I (№ 4), то можно заметить, что в первом из них более высокие содержания Li, Rb, Cs, Zn, Ti, F, т. е. элементов парагенезиса III, и более низкие содержания Na, Sn, Ga, Zr, Mo, Pb, т. е. элементов парагенезиса IV. Правда, имеются отступления. Например, у tantalа, содержание которого в массиве Южном значительно выше, величина $\omega_{\text{Ta}-2}$ незначима. Последнее объясняется тем, что корреляция Ta с Li и Cs в массиве Южном положительная, а в массиве Центральном I — отрицательная, что отражается на $\omega_{\text{Ta}-2}$.

Сравнение массивов Южного и Центрального I дает основание считать, что F_2 характеризует геохимические особенности массивов, независимые от дифференцированности. Li и Cs связаны со слюдами, Na — с альбитом, Zr, Mo, Pb, Zn, Sn, Ti — с акцессорными минералами. Таким образом, геохимические особенности массивов зависят от соотношения породообразующих и распределения акцессорных минералов.

Вклад F_2 в общую дисперсию незначительно отличается от вклада F_1 , что позволяет их рассматривать как примерно равносильные.

F_3 ($V_3 = 10,0\%$). С F_3 связан парагенезис V, представленный сидерофильными элементами Ni, Co, V. Они находятся в виде примесей в породообразующих и акцессорных минералах, содержание их в литионит-альбитовых гранитах низкое, распределение не связано ни с дифференцированностью пород, ни с геохимическими особенностями отдельных массивов (см. табл. 1), что отличает данный парагенезис от предыдущих. В качестве элементов-спутников к ним можно отнести В и Cu, имеющих относительно низкие ω того же знака. В то же время Ti и Mo, распределение которых связано с предыдущими факторами, относить к парагенезису V не следует.

F_4 ($V_4 = 9,2\%$). В связи с F_4 выделяются Be и Cr. Вызвано это геохимическими особенностями массива Центральный II (см. табл. 1, № 5), где по сравнению с другими массивами отмечаются повышенные содержания указанных элементов. Последнее, скорее всего, обусловлено не генетической связью Be и Cr, а носит случайный характер. Также трудно найти геохимическое объяснение связям с F_4 других элементов с меньшими по величине ω . Вероятно, они отражают частные случаи, подобные совместному накоплению Be и Cr в массиве Центральный II. Например, если взять Be и V, то для Центральных массивов типична отрицательная корреляция между Be и V, а в Южном массиве корреляция между ними отсутствует.

F_5 ($V_5 = 6,6\%$) характеризует распределение калия, независимое от дифференцированности пород и их геохимических особенностей. Можно обратить внимание на связь таллия с калием и слабый антагонизм с ними натрия. В качестве антиподы калию выступает кобальт, но это не генетическое, а случайное явление. Вклад в общую дисперсию каждого

из последующих факторов незначителен, многокомпонентных парагенезисов с ними не связано, и они далее не рассматриваются.

Обратимся к корреляционной матрице, на основе которой проведен факторный анализ. В ней присутствуют выделенные парагенетические ассоциации, но в сокращенном виде: I — Li, Rb, Ta, F; II — Zr, Y; III — Li, Cs, Zn; IV — Mo, Pb, Sn; V — Ni, Co. Объясняется это следующим: произошло наложение парагенезисов, связанных с разными факторами, что привело в ряде случаев к ослаблению корреляционных связей между элементами и, как следствие, к сокращению числа элементов в парагенезисах. Например, у Li низкая корреляция с Sn, Ga, Mo, Pb обусловлена тем, что в связи с F_1 литий с перечисленными элементами входит в одну парагенетическую ассоциацию (I), а в связи с F_2 — в разные парагенезисы, являющиеся антиподами (III и IV). И наоборот, у Li высокая корреляция с Rb и F, с которыми он входит в одни и те же парагенетические ассоциации (I и III). Отсюда и отступления от «правила r_B », которое является индикатором на наложение парагенезисов, связанных с разными факторами [4]. Наряду с многокомпонентными парагенезисами в системе присутствуют парные парагенезисы (Nb—Ta, Rb—Tl и др.).

*
* * *

Распределение редких и рудных элементов в массивах литионит-альбитовых гранитов Восточной Сибири в основном определялось двумя примерно равносильными факторами: дифференцированностью пород (F_1) и геохимическими особенностями массивов (F_2).

С первым фактором связаны два парагенезиса-антиподы: I — Li, Rb, Nb, Ta, Sn, Ga, Tl, Mo, Pb, F и II — Zr, Y, Ti. Элементы первой парагенетической ассоциации накапливались в более дифференцированных породах, элементы второй — в менее дифференцированных.

С вторым фактором связаны также два парагенезиса-антиподы: III — Li, Rb, Cs, Zn, Ti, F; IV — Na, Sn, Ga, Zr, Mo, Pb. Распределение элементов этих парагенезисов зависело от соотношения породообразующих и содержания акцессорных минералов в отдельных массивах.

Имеется еще один многокомпонентный парагенезис (V), представленный сидерофильными элементами и их спутниками (Ni, Co, V, B, Cu), содержания которых в массивах низкие и однородные. Данный парагенезис не связан ни с дифференцированностью пород, ни с геохимическими особенностями массивов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И. В. Модели эндогенного tantaloniобиевого оруденения.— М.: Наука, 1973.— 148 с.
2. Александров И. В. К геохимии лития, рубидия и фтора в гранитоидном процессе // Геохимия.— 1977.— № 1.— С. 3—16.
3. Александров И. В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах.— М.: Наука, 1980.— 200 с.
4. Александров И. В. Парагенетические ассоциации редких и рудных элементов в гранитоидах и особенности корреляционного анализа при изучении парагенезиса элементов в многокомпонентных системах // Геохимия.— 1984.— № 11.— С. 1689—1698.
5. Александров И. В., Ларичева О. О. К геохимии тантала и ниobia в гранитоидном процессе // Там же.— 1977.— № 9.— С. 1327—1337.
6. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) /Беус А. А., Северов Э. А., Ситников А. А., Субботин К. Д.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 196 с.
7. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов/Беус А. А., Беренгилова В. В., Грабовская Л. И. и др.— М.: Недра, 1968.— 264 с.
8. Залашкова Н. Е. Зональность метасоматических измененных tantalonoносных гранитов (апогранитов) // Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов.— М.: Наука, 1969.— С. 5—29.

9. Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 258 с.
10. Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Таитал и ниобий.— М.: Наука, 1968.— 342 с.
11. Луговской Г. П., Матиас В. В., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Строение массивов редкометалльных гранитов и особенности их генезиса // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации.— М.: Недра, 1972.— С. 131—161.
12. Смирнов Б. И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе.— М.: Недра, 1981.— 176 с.
13. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
14. Шиманский А. А., Плотников Л. П. Использование метода главных компонент для интерпретации геохимических данных // Математическая обработка данных в поисковой геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 132—139.

B. I. Kovalenko, N. I. Kovalenko

О СВЯЗИ ФТОРА И ОЛОВА В МАГМАТИЧЕСКОМ И РУДНОМ ПРОЦЕССАХ

Связь магматогенного рудообразования с летучими компонентами является фундаментальной проблемой геохимии. Эта проблема была поставлена и успешно решалась в работах Л. В. Таусона [13, 14] и его учеников. Особый интерес у исследователей вызывает геохимическая связь олова и фтора в магматическом и рудном процессах [3, 4, 14]. Действительно, многие месторождения олова генетически связаны с литий-фтористыми гранитами, онгонитами, топазовыми риолитами [6]. Однако такая связь проявляется далеко не всегда, о чем свидетельствуют месторождения кварц-кассiterитовой рудной формации, связанные с гранитами стандартного геохимического типа. В настоящей статье рассмотрены геохимические связи олова и фтора в магматическом расплаве и надкритическом флюиде на основе анализа коэффициентов распределения этих компонентов в магматических системах [2] и экспериментальных данных по растворимости кассiterита в надкритических флюидах разного состава [8, 9].

Имеющиеся и статистически обработанные данные по коэффициентам распределения олова и фтора между вкрапленниками важнейших породообразующих минералов и основными массами порфировых магматических пород из сводки [2] приведены в виде эмпирических зависимостей логарифмов коэффициентов распределения, рассчитанных на основе уравнений регрессии между параметрами [10] (рис. 1). Температура в этих зависимостях, хотя и оценивалась по экспериментальным данным, является обобщенным параметром магматических систем, поскольку в большинстве случаев изменение температуры и состава минералов или пород (или магм) происходит синхронно. Естественно, что более высокотемпературными ($> 1000^{\circ}\text{C}$) системами являются базитовые, андезитовые, трахитовые, а наиболее низкотемпературными ($< 700^{\circ}\text{C}$) — онгонитовые.

Из анализа рис. 1 могут быть сделаны следующие выводы.

1. Общий интервал вариаций K^F и K^{Sn} для изученных минералов и пород для высокотемпературных условий ($> 1000^{\circ}\text{C}$) смещен в сторону более высоких значений по сравнению с низкотемпературными условиями ($< 750^{\circ}\text{C}$). Это смещение связано как с появлением в низкотемпературных условиях минералов с особенно низкими величинами K^{Sn} и F^F (кварц), так и с понижением значений K^{Sn} и K^F при понижении температуры для таких минералов, как плагиоклаз (K_2), калиевый полевой шпат (K_1). Это означает, что процессы кристаллизационной дифференциации более благоприятны для накопления в остаточных расплавах олова и фтора в кислых, более низкотемпературных системах, чем в высокотемпературных, например базитовых.

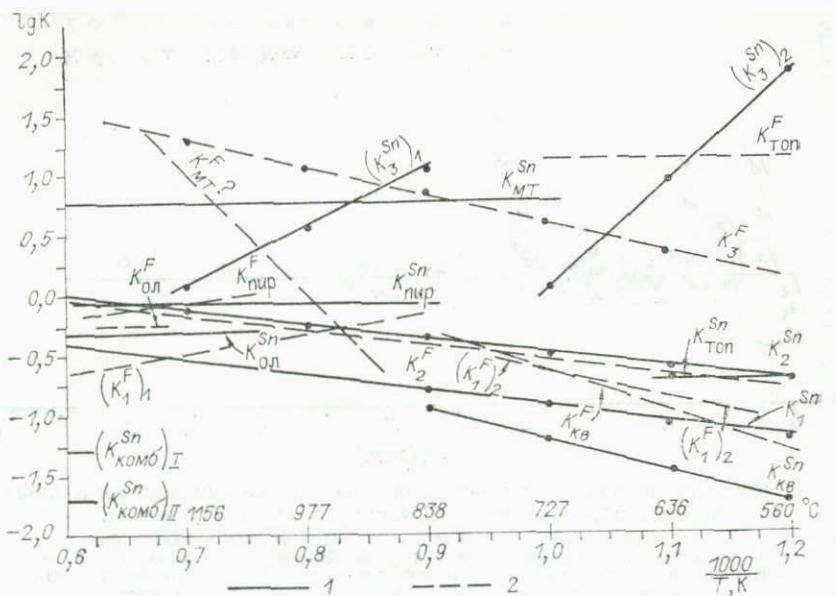


Рис. 1. Зависимости логарифмов коэффициентов распределения (К) олова (1) и фтора (2) между минералами и расплавами от температуры.

K_1 — между щелочным полевым шпатом и расплавом; K_2 — между плагиоклазом и расплавом; K_3 — между слюдой и расплавом; $K_{\text{Мт}}$, $K_{\text{Пир}}$, $K_{\text{Ол}}$, $K_{\text{Тон}}$, $K_{\text{КВ}}$ — между магнетитом, пироксеном, оливином, топазом, квартцем и расплавом соответственно; $(K)_1$ — для всех магматических пород, кроме онгонитов; $(K)_2$ — для онгонитов; $(K_{\text{комб}})_I$ — комбинированный коэффициент распределения олова между минералами примитивной мантии и расплавом; $(K_{\text{комб}})_II$ — то же, для минералов деплетированной мантии.

2. Для всех магматических пород коэффициенты распределения олова только для магнетита и слюды превышают единицу, а фтора — для слюды и имеющего небольшое значение в магматических процессах топаза (редкие вкрапленники в онгонитах). Доля слюды для магматических пород повышенной щелочности основного и среднего состава, образующихся при высоких температурах ($>1000^{\circ}\text{C}$), бывает значительной (10% и более). В связи с этим комбинированные коэффициенты распределения олова и фтора в таких магмах могут быть достаточно высокими, отражающими преобладающее рассеивание этих элементов в кристаллизующихся минералах. В то же время распределение олова в основных и средних магматических породах нормальной щелочности (толеитовые и известково-щелочные серии) может управляться и кристаллизацией магнетита. При высоком содержании последнего во фракции вкрапленников, как это часто бывает в магмах известково-щелочных серий, олово также может рассеиваться. Трудно ожидать значительного накопления олова и в бедных магнетитом расплавах в связи с близостью к единице коэффициента распределения олова для такого типичного для высокотемпературных базитов и средних пород минерала-вкрапленника, как плагиоклаз. Эти же выводы справедливы для фтора.

Коэффициенты распределения олова и фтора при генерации и дифференциации первичных мантийных магм оценить труднее в связи с ограниченностью высокоточных аналитических данных по распределению олова в рассматриваемых объектах. Имеющиеся в нашем распоряжении предварительные значения коэффициентов распределения олова и фтора между вкрапленниками клинопироксенов ($\lg K^{\text{Sn}} \sim -0,075$), оливина ($\lg K^{\text{Sn}} \sim -0,3$) и базальтовыми магмами [2] могут оказаться завышенными по следующим соображениям. Судя по недавно выполненным высокоточным масс-спектрометрическим анализам олова в мантийных подулях

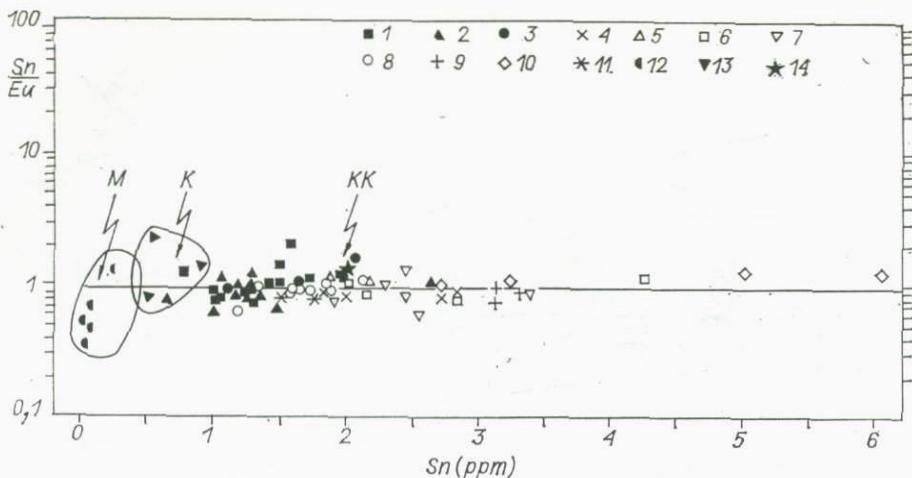


Рис. 2. Корреляционная зависимость между содержаниями европия и олова в мантийных породах (по К. Джокум, А. Хоффману и др.).

Базальты COX: 1 — Атлантического, 2 — Тихого, 3 — Индийского океанов; базальты океанских островов: 4 — Азорских, 5 — Галапагосских, 6 — Св. Елены, 7 — Самоа, 8 — Гавайских, 9 — Тристан да Кунья, 10 — Сообществ, 11 — Коморских; 12 — М — примитивная мантия (подули); 13 — К — коматиты; 14 — KK — континентальная кора.

и мантийных магматических породах [16, 17], в них имеется выдержанная положительная корреляция между содержаниями олова и европия с величиной $Sn/Eu = 1$ (рис. 2), свидетельствующая о практическом равенстве комбинированных коэффициентов распределения олова и европия в мантийных магматических процессах. Для европия комбинированный коэффициент распределения может быть легко оценен, поскольку известны коэффициенты распределения европия для отдельных минералов $K_{\text{шип}}^{\text{Eu}} \sim 0,5$; $K_{\text{опир}}^{\text{Eu}} \sim 0,03$; $K_{\text{ол}}^{\text{Eu}} \sim 0,0003^*$. Для магм, равновесных с примитивной мантией [11], комбинированный коэффициент распределения европия оценивается $\sim 0,05$. Очевидно, такого же порядка должен быть и комбинированный коэффициент распределения олова. Эта величина близка к оценке, выполненной из данных рис. 2 (твердые фазы — примитивная мантия) для базальтов океанских островов — 0,045, что подтверждает связь таких базальтов именно с примитивной мантией.

С увеличением степени плавления мантийного вещества в источнике магм должны последовательно исчезать клинопироксен и шпинель, затем ортопироксен. В этом направлении комбинированный коэффициент распределения олова будет уменьшаться вплоть до величины, близкой к $K_{\text{ол}}^{\text{Sn}} \sim 0,0003$. Содержания олова, исходя из $K_{\text{комб}}^{\text{Eu}} \sim K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$, в источнике базальтов COX составляют только $\sim 0,013$ г/т, а в источнике коматитов $\sim 0,0002$ г/т. Естественно, что при таких содержаниях в мантийных источниках даже очень низкие величины $K_{\text{комб}}^{\text{Sn}}$ не могут привести к образованию рудоносных богатых оловом мантийных магм.

Близость комбинированных коэффициентов распределения олова с европием в мантийных процессах может быть связана с близостью кристаллохимических свойств этих элементов, как это было в свое время показано для Sr и Eu^(II). Такая близость имеется для Eu^(II) с $R_i = 1,33$ и Sn^{II}_i с $R_i = 1,30$, но она отсутствует для всех других валентных форм олова и европия. Выскажем предположение о возможности заметной доли двухвалентных форм олова и европия в некоторых мантийных магматических процессах. Тогда олово оказывается крупнокационным и типичным несовместимым элементом для мантии, не находящим себе «места» в

* Обозначения при коэффициентах распределения: пир — пироксена, опир — ортопироксена, ол — оливин, комб — комбинированный, топ — топаз.

структуре мантийных минералов. В пользу этого предположения говорят некоторые низкие значения коэффициента распределения олова для биотита в трахитах [2], в большей степени согласующиеся на диаграмме Онумы с наличием Sn^{II} , чем Sn^{IV} .

В случае, когда олово находится в форме Sn^{IV} , оно может легко входить в позиции железа и магния в пироксены и оливин, повышая коэффициенты распределения, возможно, вплоть до величин, показанных на рис. 1 по данным [2]. При температурах ниже 850°C, более характерных для кислых, в частности гранитоидных магм, поведение олова и фтора определяется соотношением долей кристаллизующихся темноцветных (слюда, магнетит) и лейкократовых минералов (полевые шпаты, кварц). При высокой роли темноцветных минералов и олово и фтор рассеиваются в породообразующих минералах, а при малой роли — наоборот, накапливаются в остаточном расплаве в силу низких значений комбинированных коэффициентов распределения. Тем самым анализ коэффициентов распределения олова и фтора в кислых магмах приводит к давно известному выводу о существовании в природе неоловоносных и оловоносных кислых магм. К последним относятся магмы литий-фтористых гранитов и онгонитов. Причина появления оловоносных кислых магм типа онгонитовых — повышенная активность фтора, благоприятствующая расширению поля кристаллизации кварца и соответствующему снижению комбинированного коэффициента распределения олова.

3. Можно заметить определенный параллелизм вариаций K^F и K^{Sn} в магматических системах (см. рис. 1). Иногда он проявляется в почти полном совпадении зависимостей коэффициентов распределения олова и фтора от температуры (например для плагиоклаза — K_2), иногда в синхронном изменении K^F и K^{Sn} от температуры (кварц), иногда в расположении значений K^F и K^{Sn} для одних и тех же минералов в областях с $K > 1$ (слюда) и $K < 1$ (калиевые полевые шпаты). При почти полном совпадении зависимостей коэффициентов распределения олова и фтора от температуры ($\lg K_2^{Sn} = -1,25 \frac{1000}{TK} + 0,7393$; $\lg K_2^F = -1,27 \frac{1000}{TK} + 0,74$) можно ожидать весьма тесную связь в поведении олова и фтора в процессах, регулируемых равновесием пл \rightleftharpoons расплав. Для этого равновесия уравнение регрессии для корреляции K_2^F и K_2^{Sn} имеет прямолинейный характер $K_2^{Sn} = 1,11 K_2^F + 0,002$ при коэффициенте парной корреляции $k. k. = 0,76$. Несомненно, тесная связь олова и фтора в рассматриваемом равновесии определяется структурой плагиоклаза, поскольку многочисленными диаграммами Онумы [2] установлено влияние на вариации коэффициентов распределения структуры минералов. Однако кристаллохимический смысл этой связи пока не ясен.

По ограниченным и пока предварительным данным намечается близость K^F и K^{Sn} для оливина и клинопироксена (см. рис. 1).

При синхронном изменении K^F и K^{Sn} от температуры возможно также наличие положительной корреляции K^F и K^{Sn} , если эти зависимости располагаются по одну и ту же сторону от линии $K = 1$ ($\lg K = 0$; см. рис. 1). В этом случае также можно ожидать довольно тесную связь между поведением олова и фтора в процессах типа кристалл \rightleftharpoons расплав. Но если такие зависимости располагаются по разные стороны от линии $\lg K = 0$ (см. рис. 1), как, например, для K_{top}^F и K_{top}^{Sn} , то связь между этими элементами нарушается.

При отсутствии синхронности зависимостей K^F и K^{Sn} от температуры (калиевые полевые шпаты для $T > 850^\circ\text{C}$ и слюды) возникают более сложные случаи в поведении олова и фтора. Например, для слюд намечаются обратные зависимости K_3^F и K_3^{Sn} от температуры (см. рис. 1). Отсюда обратная корреляция K_3^F и K_3^{Sn} в соответствии с уравнением ре-

грессии $K_3^{Sn} = -0,86 \lg K_3^F + 1,29$ (к.к. = 0,81). Однако все значения K_3^F и K_3^{Sn} большие единицы, в связи с чем в процессах, регулируемых равновесием слюда \rightleftharpoons расплав, и олово и фтор рассеиваются в минералах, но с разными скоростями.

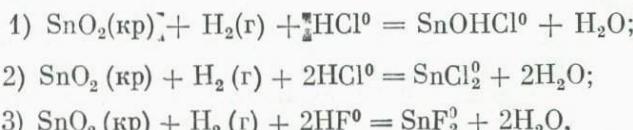
Таким образом, отмеченный параллелизм вариаций K^F и K^{Sn} в магматических системах, хотя и проявленный по-разному для разных минералов, подтверждает подмеченную геохимиками связь между оловом и фтором в магматических процессах. Но тем самым мы утверждаем, что геохимический смысл связи фтора и олова определяется структурными особенностями минералов, в первую очередь влияющими на значение и вариации коэффициентов распределения. Другими словами, такая связь проявляется потому, что оба эти элемента либо совместно рассеиваются в кристаллизующихся минералах, либо совместно накапливаются в остаточных магмах. Неслучайно только богатые фтором остаточные магмы (например онгонитовые) оказываются богатыми и оловом, вплоть до насыщения кассiterитом.

Существует ли связь олова и фтора в расплавах без влияния кристаллизующихся минералов, неясно. Данных по этой проблеме почти нет. Можно упомянуть только корреляционные связи этих элементов для афиевых онгонитов, являющихся моделями онгонитовых расплавов [6]. Положительной корреляции здесь нет, скорее, намечается обратная. В этом случае фтор с оловом разделяются в системе расплав \rightleftharpoons флюид.

Возможность разделения олова и фтора при эволюции природных магм проявляется также для некоторых кварц-касситеритовых и грязеновых месторождений в связи с нормальными (стандартными), а не только с обогащенными фтором гранитами.

Разделение олова и фтора четко фиксируется экспериментальными исследованиями систем SnO_2-HF-H_2O , $SnO_2-HCl-H_2O$ при фиксированных значениях фугитивности кислорода [8, 9]. Рассмотрим результаты опытов по растворимости касситерита в условиях буфера Ni/NiO , создающего летучесть кислорода, близкую к той, которая характерна для большинства изверженных пород и гидротермальных месторождений, при температуре 500° и давлении 1000 атм. Температура 500°C выбрана как средняя в температурном интервале постмагматической стадии, начиная от температуры солидуса гранитного минимума или эвтектики с водой до температур гидротермального рудообразования.

Исследования проводили в области кислых растворов, поскольку метасоматические процессы, с которыми связано фтор-оловянное оруднение (гризенизация), протекали в условиях повышенной кислотности действующих растворов. Необходимо отметить, что в выбранных окислительно-восстановительных условиях (буфер Ni/NiO) олово в растворах, равновесных с касситеритом, существует преимущественно в двухвалентной форме. Растворение касситерита в соляно-кислых растворах происходит с образованием нейтральных гидроксохлор- и хлорокомплексов двухвалентного олова, а в растворах HF — с образованием нейтральных фторокомплексов двухвалентного олова в соответствии с равновесиями:



в которых участвуют ассоциированные молекулы HCl и HF . Добавление в растворы HCl до 4 м $NaCl$ и KCl (~ 30 мас.% экв. $NaCl$) слабо изменяет концентрацию растворенного олова [8].

Сравним растворимость касситерита в соляно-кислых и кислых фторидных растворах (см. таблицу; рис. 3). Если в 0,01 м растворе HF растворяется $3,5 \cdot 10^{-6}$ моль/кг H_2O , олова, то в 0,01 м растворе HCl кон-

Рис. 3. Зависимость растворимости кассiterита от концентрации HCl° (1) и HF° (2) в условиях буфера Ni/NiO при $T = 500^\circ\text{C}$, $P = 1000$ атм и растворимость касситерита в воде в тех же условиях (3).

концентрация олова на два порядка выше и составляет $2,2 \cdot 10^{-4}$ моль/кг H_2O . Очевидно, что растворяющая способность солянокислых растворов в отношении олова существенно выше, чем кислых фторсодержащих растворов.

Ранее, на основе анализа комбинированных коэффициентов распределения олова между кристаллизующимися минералами с сосуществующим расплавом, мы показали возможность перехода во флюида значительного количества олова в конце кристаллизации гранитоидной магмы [4]. Концентрации олова в таком флюиде оцениваются величиной 0,05 мас.% ($4,2 \cdot 10^{-3}$ моль/кг H_2O), что согласуется с оценками по экспериментальным данным [12]. По результатам наших экспериментов такая высокая концентрация олова во флюидах может создаваться 0,05 м растворами HCl и не реализуется в изученном интервале концентраций HF . Подчеркнем, что именно концентрация HCl , а не концентрация свободного хлориона, задаваемая добавлением в систему хлоридов щелочных металлов, является величиной, определяющей концентрацию олова во флюиде. Во флюидах, формирующих большую часть гидротермальных оловянных месторождений, можно предположить наличие соляной кислоты, которую, по-видимому, трудно зафиксировать во включениях минералообразующих сред в связи с ее низкими концентрациями. В этом аспекте становятся понятными очень широкие вариации концентраций хлоридов во флюидах оловорудных месторождений [7], поскольку не они определяют оловорудную нагрузку флюидов.

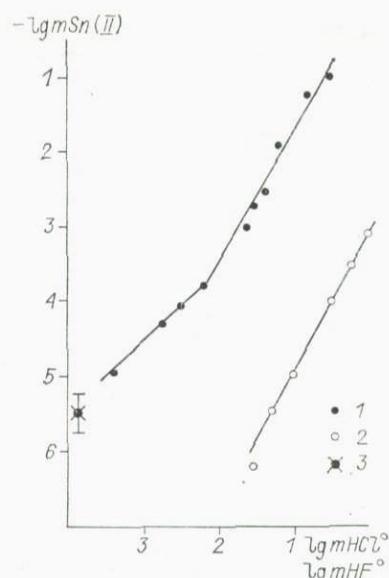
Таким образом, в высокотемпературных водных флюидах более вероятен перенос олова в виде гидроксохлор- и хлоркомплексов двухвалентного олова, нежели в виде комплексов SnF_2^0 . Это сродство олова к хлору, а не к фтору, видимо, объясняет уже упоминавшееся наличие месторождений олова в связи с необогащенными фтором лейкогранитами стандартного геохимического типа.

При отделении флюидов от магм литий-фтористых гранитов и онгонитов олово также может быть связано с хлором, поскольку флюидные включения месторождений часто содержат больше хлора (до 40—60 мас.% экв. NaCl), чем фтора [18]. В бедных хлором флюидах, связанных с богатыми фтором кислыми магмами, нельзя исключать и перенос олова во фторидных комплексах в связи с достижением во флюидах весь-

Экспериментальные данные по растворимости SnO_2 в растворах HF и HCl (г/т) при 500°C , 1000 атм, буфер Ni/NiO

m HF (HCl)	HF	HCl	m HF (HCl)	HF	HCl
H_2O	0,43	0,43	0,1	1,66	1 780
0,01	0,42	26,00	0,3	1,42	7 003
0,03	0,51	154	0,5	45,1	12 345
0,05	0,94	380	0,75	102,08	—

Примечание. Приведенные значения — средние из 2—4 опытов.



ма высоких содержаний фтора [5]. Не исключая такой возможности, все же допустим, что вынос олова во флюиды, отделяющиеся от кислых расплавов, в разной степени обогащенных фтором, обусловлен одной причиной. Можно предположить, что этой причиной является связь олова с хлором. Возможно, эта связь является определяющей и в бедных хлором флюидах, отделяющихся от онгонитовых магм, поскольку концентрация хлора (до 8—10 мас. % экв. NaCl) в них достаточна для связи ионов олова и для перераспределения его в пользу хлоридных комплексов.

Подводя итоги, подчеркнем достаточно тесную связь олова с фтором в процессах, определяемых равновесием кристалл \rightleftharpoons магма, отражающуюся в параллельном характере вариаций коэффициентов распределения олова и фтора, и вероятное нарушение этой связи в системе магма (кристаллы) \rightleftharpoons флюид вследствие большего сродства олова к хлору по сравнению с фтором в рудоносных флюидах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В. С., Коваленко В. И., Кузнецова А. И., Персикова Л. А. Поведение олова и вольфрама в рудоносных кислых магматических породах на основе анализа коэффициентов распределения // Геохимия.— 1981.— № 2.— С. 163—178.
2. Антипин В. С., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах.— М.: Наука, 1984.— С. 1—250.
3. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова.— М.: Наука, 1974.— 149 с.
4. Барсуков В. Л., Волосов А. Г. Новые пути в разработке геохимических методов прогноза оруденения на глубину (на примере оловорудных месторождений) // Геология рудных месторождений.— 1968.— № 6.— С. 3—9.
5. Иванова Г. Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии.— М.: Наука, 1976.— 258 с.
6. Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвуликанические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов.— М.: Наука, 1976.— С. 1—124.
7. Коваленко В. И., Наумов В. Б., Богатиков О. А. Потенциальная рудоносность кислых магматических пород // Петрология: Тр. 27 МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. 9.— С. 94—103.
8. Коваленко Н. И., Рыженко Б. И., Барсуков В. Л. и др. Экспериментальное исследование растворимости кассiterита в растворах HCl, HCl + NaCl(KCl) при температуре 500°C, давлении 1000 атм при фиксированных окислительно-восстановительных условиях // Геохимия.— 1986.— № 2.— С. 190—205.
9. Коваленко Н. И., Рыженко Б. И., Барсуков В. Л. О растворимости кассiterита в растворах HF и формах переноса олова надкритическими флюидами // Докл. АН СССР.— 1987.
10. Коваленко В. И., Рябчиков И. Д., Антипин В. С. Эмпирические зависимости коэффициентов распределения стронция и бария в магматических породах от температуры и состава минералов // Геохимия.— 1985.— № 9.— С. 1259—1277.
11. Коваленко В. И., Рябчиков И. Д., Штош Х.-Г. и др. Распределение редкоземельных элементов в шпинелевом лерцолите МНР // Там же.— 1983.— № 3.— С. 375—381.
12. Рябчиков И. Д., Дурасова Н. А., Барсуков В. Л. Физико-химический анализ магматических источников олова // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений.— М.: Наука, 1984.— С. 57—91.
13. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 231 с.
14. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
15. Irving A. J., Frey F. A. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1984.— Vol. 48.— P. 1201—1221.
16. Jochum K. P., Hofmann A. W., Seufert H. F. Sn and Sb in oceanic basalts and depletion of siderophile elements in the primitive mantle // EOS.— 1985.— Vol. 66, N 46.
17. Nonaka J. Über die Häufigkeit von bisher wenig untersuchten Elementen in Erdman tel.— Mainz: Gutenberg Universität.— 122 p.
18. Rainer T., Baumann L. Ergebnis von thermometrischer und kryometrischen Untersuchungen an Kassiteriten des Erzgebirges // Z. Geol. Wiss.— 1980.— Bd 8, N 10.— S. 1281—1299.

Ю. П. Трошин, Е. Ф. Калистратова, Н. В. Луцкая,
В. И. Меньшиков, В. И. Гребенщикова, С. М. Бойко,
В. И. Переляев, М. Н. Захаров

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О РАСПРОСТРАНЕНИИ СЕРЫ, СЕЛЕНА И ТЕЛЛУРА В ГРАНИТАХ

В статье рассматриваются первые данные по геохимии халькогенов Se и Te, а также S в гранитоидах различных геохимических типов в соответствии с классификацией Л. В. Таусона [12].

Для определения S использован объемный подометрический метод определения общего содержания серы [4, 9]. Метод применяли при содержании $S_{общ}$ 10—3500 г/т из навесок 1,0—0,1 г. При большем содержании, а также для контроля использовали весовой метод [9]. Определением $S_{общ}$ в стандартном образце МК-1 найдено 185 г/т (аттестованное значение 190 г/т [4]), в образце СТ-1А 400 г/т (400 г/т [11]).

Селен определяли флуориметрическим методом с 2, 3-диаминонафталином [8]. Предел обнаружения 0,001 мкг/мл Se. Контрольным определением содержания Se в стандартных образцах было найдено: в образце GXR-1 16,3 г/т (аттестованное значение 17,0 г/т [15]), GXR-4 5,50 г/т (5,60 [15]); GXR-6 0,77 г/т (0,92 г/т [15]).

Для определения теллура использована методика экстракционного атомно-абсорбционного определения [3, 7]. Для концентрирования теллура и отделения его от мешающих компонентов применяли двухступенчатую экстракцию метилизобутилкетоном с добавлением перед второй экстракцией аскорбиновой кислоты [10]. Перед атомно-абсорбционным измерением теллур из органической фазы реэкстрагировали водой [19].

Атомно-абсорбционное определение проводили на спектрометре Perkin-Elmer-503 с графитовой кюветой EDL-72 и источником света HGA в атмосфере аргона. В качестве модификатора использовали нитрат никеля. Измерения проводили по линии теллура 214,3 нм. Предел обнаружения достигает 0,0005 мкг/мл Te. Контрольным определением содержания Te в стандартных образцах было найдено: AGV-1 0,002 г/т (аттестованное значение — 0,002 г/т [15]), SDC-1 0,0057 г/т (0,0068; 0,0055 г/т [15]).

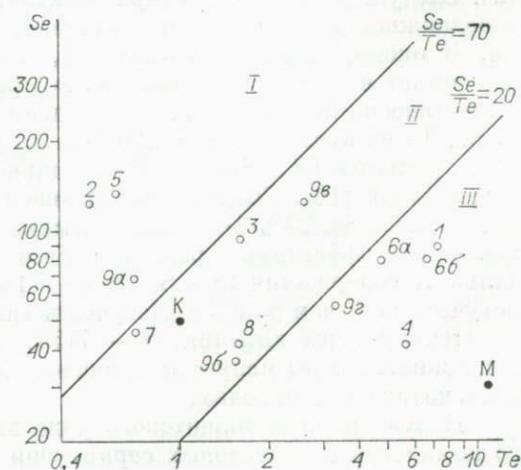
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все пробы гранитов отобраны в разных регионах Сибири, а также в Карелии (см. таблицу и рисунок). Для нескольких проб, отобранных с одного массива, приводятся средние значения.

Содержания S в целом заметно ниже кларковых значений 0,03—0,04%, установленных более четверти века назад [1, 20], но соответствуют современным литературным данным и данным по растворимости

Средние соотношения Se и Te в гранитах разных геохимических типов (в мг/т).

Номера соответствуют названиям типов гранитов в таблице. Приведены области гранитов нормальной (I) и повышенной (II) щелочности, высокой (III) щелочности, редкометалльности и основности. К, М — средние содержания в коре и верхней мантии.



Содержание халькогенов в гранитоидах разных геохимических типов

Геохимический тип	Мас-сив	Число проб	S, г/т	Se, мг/т	Te, мг/т	S/Se	Se/Te
1. Плагиограниты толентового ряда	1 2	2 1	62 135	100 75	3,9 10,5	620 1 800	26 7
2. Гранитоиды андезитового ряда	3 4	1 1	37 47	170 85	0,6 0,3	220 550	283 283
3. Гранитоиды латитового ряда	5 6	1 2	50 25	125 60	1,1 2,1	400 420	114 29
4. Агпайтовые редкометалльные граниты	7	1	75	41	5,5	1 830	8
5. Палингенные граниты известково-щелочного ряда	5 8	1 1	45 40	135 135	0,3 0,8	330 300	450 169
6. Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты							
а) главная фация	9 10 11 12 13 14	1 1 1 2 3 1	40 30 30 20 220 40	170 95 75 60 65 55	2,7 1,6 5,8 3,7 6,7 4,0	230 320 400 330 3 380 730	63 47 13 16 10 14
б) литий-фтористая фация	15 16 17 17a	2 1 6 3	77 107 1780 373	95 35 415 82	0,8 3,4 8,8 13,8	810 3 060 15 480 4 550	119 10 13 6
7. Палингенные граниты щелочного ряда	18 19	1 1	35 15	65 25	1,0 0,3	540 600	65 83
8. Редкометалльные граниты щелочного ряда	20	3	46	42	1,5	1 090	28
9. Ультраметаморфические гранитоиды:							
а) биотитовые	21	2	35	67	0,7	520	96
б) аляскитовые	22	1	58	35	1,4	1 660	25
в) рапакиви	23	2	50	120	2,4	420	50
г) пироксеновые	21a 21b 21v	1 1 1	885 480 55	65 45 50	4,7 3,2 5,4	13 610 10 670 1 100	14 14 9

При меч ани е. КА — Кузнецкий Алатау; ВЗ — Восточное Забайкалье; ЗЗ — Западное Забайкалье; ОЧ — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; ВС — Восточный Саян; П — Прибайкалье. Наименование массива, регион: 1 — Майнинский, Западный Саян; 2 — Коюховский, КА; 3 — Центральнинский, КА; 4 — Комсомольский, КА; 5 — Солгонский, КА; 6 — Карагачинский, ВЗ; 7 — Барун-Богто, МНР; 8 — Улень-Тумсийский, КА; 9 — Соктуйский, КА; 10 — Адун-Челонский, ВЗ; 11 — Пестрый, ОЧ; 12 — Омсучанский, ОЧ; 13 — Дукатский, ОЧ; 14 — Тургинский, гранит, ВЗ; 15 — Ары-Булакский, онгонит, ВЗ; 16 — Зерендинский, Казахстан; 17 — Утуликский, гранит, ВС; 17a — то же, онгонит; 18 — Шалымский, КА; 19 — Чебулинский, КА; 20 — Бом-Горхонский, ЗЗ; 21 — Шарыжалтай, биотитовый гранит, П; 21a — то же, эндербит; 21b — то же, эндербочарнокит; 21v — то же, чарнокит; 22 — аляскитовый гранит, Алдан; 23 — Салминский, рапакиви, Карелия.

серы в гранитных расплавах [6]. Это противоречие обсуждалось в работе [2]. Следует добавить, что сера обладает высокой подвижностью, близкой к подвижности CO_2 и H_2O и существенно превышающей подвижность Se и Te. В околоврудных метасоматитах, по нашим данным, отношение S/Se возрастает в десятки и сотни раз по сравнению с рудой и материнскими магматическими породами. Наблюдениями над вулканической эмиссией S, Se, Te из вулкана Килауэа (Гавайи) установлено, что в остаточной лаве сохраняется 68% Se, 65% Te и только 12% S. Остальное теряется с газовой фазой [16]. Главный вклад вносит эруптивная дегазация: теряется 69% S, 28% Se, 29% Te. Вклад магматической дегазации резервуара меньше, но она эффективнее разделяет Se и Te: при этом теряется от первоначального содержания 18% S, 3% Se и 1% Te. Это связано с более высокой летучестью S, чем Se и Te. Летучесть халькогенов убывает в ряду S—Se—Te (температуры кипения: S — 445°C, Se — 685, Te — 990°C). Высокая подвижность серы является причиной большой дисперсии ее содержаний в магматических породах.

Плагиограниты толентового ряда залегают среди пород оливиново-комплекса и толентовых серий. Они бедны калием (0,1—0,4%) и ред-

кими литофильными элементами, отличаются низкими значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rb/K и по этим признакам относятся к «мантийным» гранитоидам [12]. Эти плагиограниты рудоносны в отношении ряда халько- и сидерофильных элементов. Наши данные свидетельствуют об обогащенности относительно кларков селеном и теллуром этого типа гранитов при пониженном отношении $\text{Se}/\text{Te} = 7-26$. Отношение S/Se колеблется от 600 до 2000.

Граниты андезитового ряда, палингенные граниты известково-щелочного ряда и некоторые массивы других геохимических типов, относящиеся петрохимически к известково-щелочным гранитам нормальной щелочности, содержат немного серы и обогащены Se относительно гранитного кларка при низких содержаниях Te. Отсюда низкие значения отношения S/Se = 200–600 и высокие — $\text{Se}/\text{Te} = 100-500$.

В гранитоидах латитового ряда отчетливо повышается содержание Te. В палингенных гранитах щелочного ряда содержания Se понижены по сравнению с известково-щелочными гранитами. В целом в гранитоидах умеренно повышенной щелочности (латитового ряда, палингенного щелочного типа, некоторых ультраметаморфических) отношение Se/Te понижается и приближается к кларковому, равному 50; S/Se — 400–600.

Все редкометалльные граниты (агпайтовые, щелочные и плумазитовые) отличаются в основном существенно пониженным отношением Se/Te, часто менее 15. В агпайтовых и щелочных гранитах это происходит вследствие роста содержаний Te при кларковой концентрации Se. В плумазитовых гранитах и онгонитах растет содержание и Se и Te. Особенно резкий рост содержаний Te наблюдается в специфических редкометалльно-золотоносно-фтористых гранит-порфирах и онгонитах, имеющих в 1,5–3 раза повышенное против кларка содержание Au и сопровождающихся оловянным и золотым оруденением. Содержания S и отношение S/Se варьируют в широких пределах: S/Se = 200–15500.

В группе абиссальных ультраметаморфических гранитов по минеральному и химическому составу выделяются существенно плагиоклазовые породы с $\text{Na}_2\text{O} \geqslant \text{K}_2\text{O}$ (эндербиты и эндербочарнокиты) и двуполевошпатовые, но с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазовым и, следовательно, K_2O над Na_2O (лейкократовые граниты, чарнокиты и рапакиви). Геохимической спецификой первых являются высокие сравнительно с другими геохимическими типами гранитов содержания S, повышенные Te и кларковые Se, очень высокие отношения S/Se, сопоставимые со значениями в гранитах Финляндии, равными 10 000 [18], низкие отношения Se/Te = 9–14. Калишпатовые граниты этой группы имеют устойчивые уровни содержаний S, не отличающиеся от содержаний в гранитах других типов, и варьирующие в широких пределах содержания Se и Te и вследствие этого незакономерно изменяющиеся отношения S/Se и Se/Te. Чарнокиты по содержаниям Se и Te и их отношению обнаруживают значительно большее сходство с эндербитами и чарно-эндербитами, чем с лейкократовыми гранитами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимия халькогенов в гранитах — дифференциатах основных и средних магм — должна быть связана с поведением халькогенов в родоначальных магмах. Океанические толеитовые базальты и мантийные перidotиты как возможные источники вещества для плагиогранитов толеитового ряда содержат в среднем соответственно S — 900 и 120 г/т, Se — 120–170 и 30 мг/т, Te — 2,9 и 11,0 мг/т при отношении S/Se = 5300–7500 и 400, $\text{Se}/\text{Te} = 41-59$ и 2,7 [10, 17, 21]. В отдельных регионах наблюдаются более высокие содержания Se и Te и более низкие отношения Se/Te в толеитах. Например, в базальтах Центрального хребта в Индийском океане содержится Se 332 мг/т, Te 17,2 мг/т при отноше-

нии $\text{Se}/\text{Te} = 19,5$ [17]. Образование плагиогранитов с низким отношением Se/Te можно объяснить как дифференциацией подобной базальтовой магмы, так и участием гранитизирующих мантийных флюидов с мантийным значением отношения Se/Te . В случае образования плагиогранитов в результате дифференциации базальтоидной магмы можно сделать вывод об уменьшении отношений S/Se и Se/Te в ходе магматической дифференциации. Относительно S и Se такой же вывод был сделан Т. Калиненом и С. Матти [18]. Базальтовая магма дифференцирует до расплава гранитного состава при давлении паров воды не ниже 10 кбар [5]. Высокое флюидное давление создает необходимые предпосылки для кипения магмы. Дегазация также должна способствовать падению отношений S/Se и Se/Te вследствие большей летучести более легких халькогенов.

Низкая степень плавления (на больших глубинах) мантийных перидотитов приводит к образованию щелочных базальтов. Базальты вулкана Килауэа (Гавайские острова) содержали до дегазации (рассчитанное значение) и после нее S соответственно 900 и 150 г/т, $\text{Se} = 280$ и 145 мг/т, $\text{Te} = 17$ и 8 мг/т [16]. Отношения $\text{S}/\text{Se} = 3200$ и 1000, $\text{Se}/\text{Te} = 16,5$ и 18,1. Уменьшение этих отношений по сравнению с толеитовыми базальтами соответствует правилу кислотно-основной дифференциации элементов.

Т. Калинен и С. Матти [18] дают среднее содержание в андезитах серы 400 г/т и $\text{Se} = 100$ мг/т. В стандартном образце андезита AGV-1 содержится 2 мг/т Te [15]. Отсюда можно оценить отношения $\text{S}/\text{Se} = 4000$, $\text{Se}/\text{Te} = 50$. Наши анализы содержаний халькогенов в единичных образцах латитов из Саян и монцонитов из Кузнецкого Алатау и Забайкалья показали следующий средний результат: $\text{S} = 512$ г/т, $\text{Se} = 84$ мг/т, $\text{Te} = 2,9$ мг/т, $\text{S}/\text{Se} = 6100$, $\text{Se}/\text{Te} = 29$. Таким образом, и в средних породах с ростом щелочности отношение Se/Te , видимо, уменьшается. При этом наблюдается преемственность содержаний халькогенов в основных и средних породах сходной щелочности.

В ряду: гранитоиды андезитового ряда — гранитоиды латитового ряда — агпаитовые граниты отношение Se/Te уменьшается (от 100 — 300 до 8—30), как и в ряду более основных материнских пород. Отношение S/Se растет. Растворимость серы в гранитных расплавах мала (0,014%) по сравнению с более основными магмами и увеличивается с ростом щелочности [6]. Этот фактор, видимо, контролирует поведение серы и изменение величины S/Se в гранитах. В гранитах андезитового и латитового ряда по сравнению соответственно с андезитами и латитами содержания S падают, Se и Te остаются на соизмеримом уровне, отношения S/Se падают, Se/Te — растут.

В гранитах палингенного корового происхождения (см. таблицу, типы 5, 6, а также 7, 8) наблюдается та же самая связь содержаний халькогенов и отношений S/Se и Se/Te со щелочностью гранитов и растворимостью S , но более слабая.

Геохимия халькогенов в редкometалльных гранитах определяется в значительной мере эманационной дифференциацией в силу высокого уровня содержаний летучих компонентов при формировании этих гранитов. Обстановка накопления Te в редкometалльных гранитах напоминает условия концентрирования F . При резком обогащении в силу тех или иных причин магмы летучими соединениями S , Se , Te , а также S , Cl , F , наиболее летучие и подвижные из них C , Cl , S , Se уходили за пределы магматического очага, образуя экзоконтактовый ореол и рудную минерализацию, а менее летучие и менее подвижные F и Te концентрировались в расплаве. Поведение S может быть более сложным. Возможно появление позднего пирита с резким ростом содержания S и отношения S/Se в гранитах.

Уровни содержаний халькогенов в ультраметаморфических гранитах следует рассматривать в качестве наиболее характерных для относитель-

но слабо дифференцированных гранитов, сформировавшихся в коре в результате проявления комплекса эндогенных процессов — анатексиса, гранитизации, высокотемпературного метасоматоза — при участии ювелирных флюидов и в разных тектонических обстановках. Сложное сочетание условий их становления в каждом конкретном случае обусловило широкие вариации содержаний и отношений данных элементов.

Сравнение между собой главных типов «мантийных» (см. таблицу, типы 1—4 [12]) и «палингенных коровых» (типы 5—8 [12]) гранитов при сопоставимой щелочности и (или) редкометалльности показывает повышенное содержание Te в «мантийных» гранитах в 1,5—3 раза во всех случаях (средние значения в мг/т: 7,2 и 0,5 в типах 1 и 2 против 0,5 в типе 5; 1,6 в типе 3 против 0,7 в типе 7; 5,5 в типе 4 против 4,7 и 1,5 в типах 6 и 8).

*
* * *

Содержание серы в неизмененных гранитах в изученных районах обычно находится на уровне растворимости серы в гранитном расплаве (0,014%) и ниже. Подтверждается, что кларковое значение отношения Se/Te лежит на уровне 50.

В гранитах 2—9 типов с ростом щелочности и редкометалльности в целом содержание Se убывает, S и Te растет, отношение S/Se нарастает, отношение Se/Te падает. В гранитах повышенной основности (1 тип) содержания S, Te, отношение S/Se повышены, а отношение Se/Te понижено. Сравнение главных типов «мантийных» и «палингенных коровых» гранитов показывает повышенное содержание Te и существенно пониженное значение отношения Se/Te в «мантийных» гранитах. Это связано в конечном итоге с более высоким средним содержанием Te и низким средним значением отношения Se/Te в мантийных перidotитах (11 мг/т и 2,7), чем в земной коре (соответственно 1 мг/т и 50).

В заключение авторы выражают признательность И. И. Назаренко, Л. В. Таусону за содействие и помочь в исследованиях, З. И. Петровой, А. Р. Корневой и В. А. Гнилуще за предоставленные образцы пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 555—571.
2. Герасимовский В. И., Кузнецова С. Я. О содержании серы в эффузивных породах Исландии // Там же.— 1974.— № 8.— С. 1239—1242.
3. Инструкция № 198-ХС. Химико-спектральные методы. Теллур // Тр. ВИМС.— 1982.— 9 с.
4. Инструкция № IX. Химические аналитические методы. Иодометрическое определение общего содержания серы // Там же.— 1965.— 9 с.
5. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.— 247 с.
6. Кузнецова С. Я., Кригман Л. Д. Растворимость серы в силликатных расплавах — моделях природных магм // Геохимия.— 1978.— № 2.— С. 238—247.
7. Назаренко И. И., Каленчук Г. Е., Кислова И. В. Атомно-абсорбционное определение теллура в рудах после экстракции метилизобутилкетоном // Журн. анализ. химии.— 1976.— Т. 31, вып. 3.— С. 498—503.
8. Назаренко И. И., Кислов А. М., Кислова И. В., Малевский А. Ю. 2, 3-Диаминонафталин как реагент для определения субмикрограммовых количеств селена // Журн. анализ. химии.— 1970.— Т. 25.— С. 1135—1139.
9. Пономарев А. И. Методы химического анализа железных, титаново-магнетитовых и хромовых руд.— М.: Наука, 1966.— 406 с.
10. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны.— М.: Недра, 1982.— 294 с.
11. Свидетельство на стандартный образец (СТ-1А) горной породы «трапп».— Иркутск, 1974.— 12 с.
12. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
13. Хитров В. Г. Итоги аттестации системы стандартов химического состава магматических пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 11.— С. 37—52.

14. Chao T. T., Sansalone R. F., Hubert A. E. Flame and flameless atomic - absorption determination of tellurium in geological materials // An. Chim. Acta.— 1978.— Vol. 96, N 2.— P. 251—257.
15. Govindaraju K. Compilation of working values and samples description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals // Geost. Newsletters.— 1984.— Vol. 8. Spec. Issue, July.— P. 3—16.
16. Greenland L. P., Aruscavage P. Volcanic emission of Se, Te and As from Kilauea volcano, Hawaii // J. Volcanol. and Geotherm. Res.— 1986.— Vol. 27.— P. 195—201.
17. Hertogen J., Janssens M.-J., Palme H. Trace elements in ocean ridge basalt glasses: implications for fractionations during mantle evolution and petrogenesis // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1980.— Vol. 44, N 12.— P. 2125—2143.
18. Koljonen T., Matti S. S/Se ratio in igneous rocks and processes // Тр. 27 МГК: Тез. докл., Москва, 4—14 августа 1984 г. Секция 08—09.— М., 1984.— Т. 4.— С. 347—348.
19. Maher W. A. Determination of tellurium by electrothermal atomic absorption spectroscopy: isolation of tellurium from potential interferences // Anal. Lett.— 1984.— A17, N 10.— P. 979—991.
20. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1961.— Vol. 72, N 2.— P. 175—192.
21. Wolf R., Anders E. Moon and Earth: compositional differences inferred from siderophiles, volatiles and alkalis in basalts // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1980.— Vol. 44, N 12.— P. 2111—2124.

*С. Б. Брандт, В. М. Макагон, В. С. Лепин,
С. В. Лепина, Т. И. Колосницына*

**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАЛАНСЫ РУБИДИЯ
И СТРОНЦИЯ
В ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЯХ
И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ КВАРЦАХ
ИЗ ПЕГМАТИТОВ**

Кварц — один из наиболее распространенных минералов в кислых изверженных породах. Знание изотопно-геохимического баланса элементов в нем важно при оценке условий образования и последующего изменения пород, а также при определении возраста геологических событий. Кварц как геохронологические часы был предложен авторами ранее [4]. В связи с тем, что кварц обычно содержит большое количество газово-жидких включений (ГЖВ), в настоящей работе определяется роль этих включений в общем изотопно-геохимическом балансе рубидия и стронция в минерале.

Исследовали образцы кварца из жил редкометалльных пегматитов нижнепротерозойского возраста и верхнепротерозойских мусковитовых пегматитов Восточной Сибири.

Жила редкометалльных пегматитов имеет асимметрично-зональное строение. В ней от висячего контакта к лежачему наблюдается смена зон: 1) эндоконтактовая оторочка, сложенная кварцем, мусковитом и альбитом; 2) верхняя боковая зона блокового калишпатового пегматита, в которой калишпат часто замещен кристаллическим кварц-альбитовым агрегатом; 3) зона средне- и крупнозернистого альбита; 4) участки калишпатового пегматита пегматоидной структуры с кварцевым ядром в центре; 5) нижняя боковая зона блокового калишпатового пегматита; 6) зона мелкопластичного альбита лежачего бока жилы.

Для изучения изотопно-геохимического баланса рубидия и стронция взят кварц из ядра в калишпатовом пегматите пегматоидной структуры. Газово-жидкие включения в нем образуют два типа: 1) многочисленные включения, расположенные по частым трещинкам в кварце и состоящие из водного раствора, газовой фазы; они содержат также кристаллы ми-

Рис. 1. Газово-жидкие включения в кварце редкометалльных пегматитов.

а — расположение группы ГЖВ в кварце; *б* — соотношение фаз во включении: 1 — водный раствор, 2 — газовая фаза, 3 — кристалл минерала-узника (галита).

нералов-узников (рис. 1), в водном растворе преобладает NaCl ; 2) редко встречающиеся включения водного раствора и жидкой углекислоты. Температуры гомогенизации включений первого типа составляют 340—180°C, гомогенизация происходит в жидкую фазу. Иногда это частичная гомогенизация, так как наблюдается нерастворимая до взрыва включений твердая фаза. Для включений с жидкой углекислотой характерны температуры гомогенизации 310—215°C.

Жила мусковитовых пегматитов имеет симметрично-зональное строение.

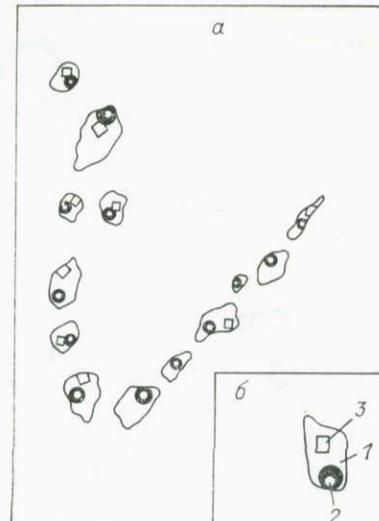
Во внешней приконтактовой зоне наблюдается мелкозернистый пла-гиоклаз-микроклиновый пегматит, сменяющийся зоной графического микроклинового пегматита. К центру жилы он переходит в апографический пла-гиоклаз-микроклиновый пегматит. В центральной части жилы наблюдается окруженное микроклиновым блоковым пегматитом кварцевое ядро, из которого взят образец кварца для изучения. Он содержит включения, состоящие из водного раствора в основном бикарбонатов калия и натрия и жидкой углекислоты (рис. 2), иногда с газовой фазой, а также включений жидкой углекислоты. Температура гомогенизации водно-углекислотных включений 360—180°C.

Таким образом, по результатам изучения газово-жидких включений установлено, что для кварца редкометалльных пегматитов наиболее характерны включения водного раствора хлоридов, в первую очередь NaCl , тогда как кварц мусковитовых пегматитов содержит включения водного раствора бикарбонатов K и Na и сжиженного CO_2 . Общее содержание растворимых солей во включениях из кварца редкометалльных пегматитов значительно выше, чем мусковитовых.

Для изучения изотопно-геохимического баланса рубидия и стронция проводили следующую обработку проб кварца, растертых предварительно в порошок: водную вытяжку, соляно-кислую вытяжку и растворение в плавиковой кислоте. В процессе водной вытяжки из проб кварца извлекали растворимые соли, содержащиеся во вскрытых при растирании ГЖВ. При соляно-кислой вытяжке растворяли карбонатные минералы включений или располагающиеся в трещинах в кварце. Плавиковой кислотой растворяли собственно кварц. В каждой выделенной фазе определяли содержание рубидия и стронция методом изотопного разбавления, а также отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Проведенными экспериментами по выделению трех фаз из проб кварца с различными типами включений установлено, что кварц редкометалльных пегматитов, в котором широко распространены включения раствора NaCl , характеризуется высокими количествами рубидия и стронция во всех выделенных фазах, в то время как для кварца мусковитовых пегматитов, содержащего водно-углекислотные включения, отмечаются пониженные содержания рубидия и стронция, а в водных вытяжках из этого кварца они очень низки (табл. 1).

Более детально проводилось изучение кварца редкометалльных пегматитов, для которых по другим минералам (альбит, мусковит, ка-лишпат) была построена рубидий-стронциевая изохронна (табл. 2; рис. 3).



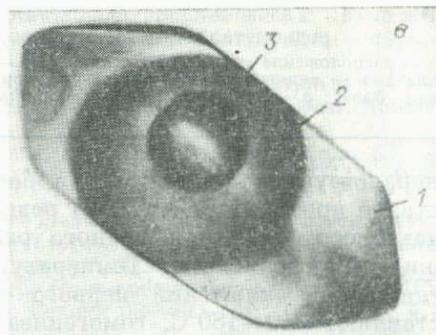
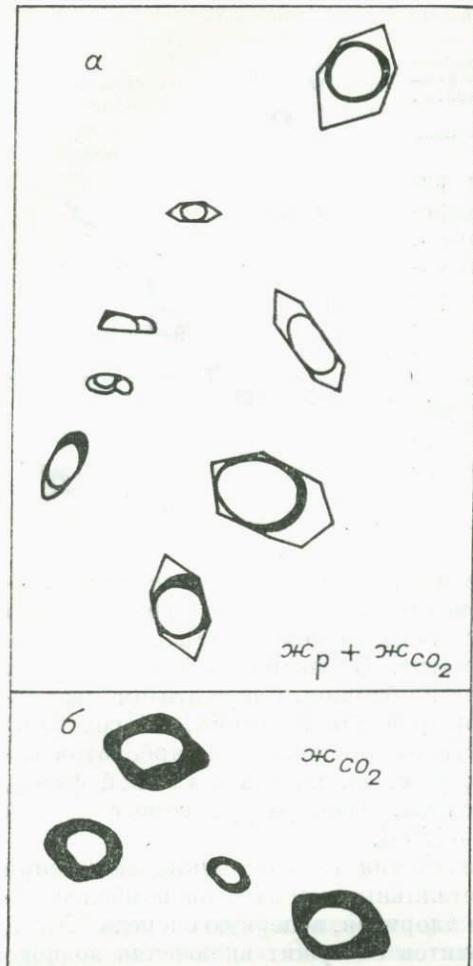


Рис. 2. Газово-жидкие включения в кварце мусковитовых пегматитов.

а — группа двухфазовых включений, состоящих из водного раствора и жидкого CO_2 ; б — группа включений жидкого CO_2 ; в — трехфазовое включение: 1 — водный раствор, 2 — жидкый CO_2 , 3 — газ CO_2 .

± 50 млн лет), дайки которых распространены в районе. Возможно, этот возраст отражает завершение нижнепротерозойского тектономагматического цикла в этом районе.

Определение содержаний Rb и Sr в различных фазах, извлеченных из кварца, показало, что рубидий-стронциевое отношение в растворе

Таблица 1

Содержание рубидия и стронция, изотопный состав стронция в различных фазах, в расчете на 1 г природного кварца

Номер пробы	Фаза	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Кварц из редкометалльного пегматита					
1	ГЖВ	1,09	1,76	1,891	1,2470
2	Железокарбонатная фаза	0,056	0,495	0,3411	0,9860
3	Кварц	5,20	0,952	16,86	1,3599
4	ГЖВ	0,856	0,952	2,726	1,1745
5	Железокарбонатная фаза	0,244	2,25	0,3250	1,0220
6	Кварц	6,69	1,04	19,78	1,3000
Кварц из мусковитового пегматита					
7	ГЖВ	0,003	0,020	0,486	
8	Железокарбонатная фаза	0,006	0,084	0,218	
9	Кварц	0,007	0,074	0,290	

Таблица 2

Изотопный состав стронция, содержание рубидия и стронция в минералах редкометалльного пегматита

№	Номер образца	Минерал	Rb, %	Sr, мкг/г	Sr н., мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	T-2534	Калишпат желтый (Кпш)	1,62	132,3	49,0	977,7	18,496
2	T-2537	Калишпат белый (Кпш)	3,29	230,0	27,2	356,0	77,70
3	T-1604	Лепидолит (Леп)	3,14	257,0	2,08	44530	1223,1
4	T-2389	Мусковит (Му)	1,97	136,8	9,22	6295	144,3
5	T-3574/4	Альбит (Ал)	0,285	13,75	10,6	79,60	3,977

Примечание. Концентрации элементов определены методом изотопного разбавления, Sr н.— содержание стронция без учета радиогенного ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0,9.

включений в 7 раз ниже, чем в собственно кварце (см. табл. 1). Соляно-кислая вытяжка характеризуется очень низким рубидий-стронциевым отношением.

На рис. 3 сопоставлены координаты для собственно кварца, газово-жидких включений и фазы, растворяющейся в HCl (в дальнейшем называемой железокарбонатной фазой), а также изохроны. Точки, отвечающие кварцу, располагаются вблизи изохроны, точки железокарбонатной фазы и особенно газово-жидких включений — выше. Если отличие по изотопному составу стронция включений и кварца обусловлено каким-либо «мгновенным» (эпизодическим) событием, то наклон прямых 1—3 и 4—6 датирует это событие (481 млн лет). Если же формирование изотопного состава стронция во включениях происходит континуально, путем диффузии, то наклоны прямых не несут возрастной информации, а обусловлены физико-химической историей процесса.

Железокарбонатная фаза могла возникнуть в ранний момент времени, когда отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ имело порядок единицы. Высокие изотопные отношения свидетельствуют об эндогенном происхождении железокарбонатной фазы включений.

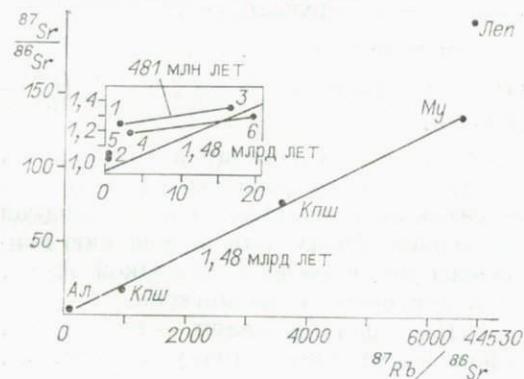


Рис. 3. Рубидий-стронциевая изохона минералов редкометалльного пегматита (см. табл. 2). Сопоставление с изохронами образования ГЖВ в предположении эпизодического события.

Номера точек соответствуют табл. 1. Постоянная распада $^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}$ лет.

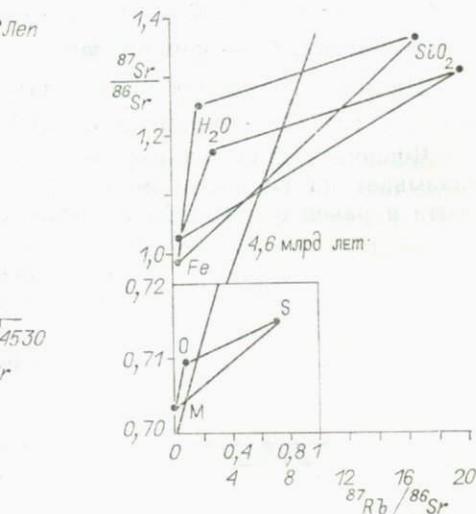


Рис. 4. Зависимость между изотопным составом стронция и отношением Rb/Sr в различных фазах природного кварца редкометалльного пегматита: железокарбонатной (Fe), жидкой из ГЖВ (H_2O) и собственно кварце (SiO_2). Та же зависимость для гидросферы Земли (O), мантии (M) и сиала (S).

Интересно, что аналогичные соотношения наблюдаются и в глобальном масштабе между сиалем (гранитным слоем), мировым океаном и мантией (рис. 4). Для сравнения на этом же рисунке нанесена геохрона 4,6 млрд лет. Наклон линии мантии — сиаль характеризуется эффективным выносом щелочей из мантии в земную кору ($M - S$).

При изучении газово-жидких включений в минералах часто дискутируется вопрос о первичности образования солевого состава растворов включений или в результате диффузии ионов из вмещающего минерала. Поэтому интересно выяснить вопрос о фракционировании изотопов стронция между кварцем и газово-жидкими включениями в нем и роль диффузии в этом процессе. ГЖВ представляют собой мелкодисперсную фазу, которую нельзя рассматривать как физико-химически замкнутую по отношению к окружающему кварцу. Процессы на границе жидкость — твердое тело приводят к возникновению градиентов концентрации гидрофильных и гидрофобных примесных элементов в структуре кварца. В связи с этим методом математического моделирования изучены особенности механизма диффузии из монолитной твердой в мелкодисперсную жидкую фазу, в первую очередь для объяснения наблюдавшихся отклонений от изотопного и химического равновесия между кварцем и газово-жидкими включениями.

За основу в математической модели положено нестационарное дифференциальное уравнение Фика с начальными и граничными условиями. Рассматривался осесимметричный случай, поэтому в уравнение Фика входит одна переменная x : $dC/dt = D(d^2C/dx^2)$, где C — концентрация, t — время, D — коэффициент диффузии.

Дифференциальное уравнение Фика аппроксимировалось явной схемой. За начальную концентрацию в кварце принята величина $C_{\text{нач}}$, а в газово-жидком включении начальная концентрация принята равной нулю. Это уравнение соответствует уравнению в разностном варианте

$$C_i^{k+1} = PS_i C_{i+1}^k + (1 - P - PS_i) C_i^k + PC_{i-1}^k,$$

где $P = D(\tau/h^2)$, τ — шаг по времени, h — расстояние между точками расчета, i — номер узла, $i = 0, \dots, N$, S — поверхность сечения диффузионного потока, C_i^k — концентрация в i -м узле при $\tau = k$.

На левой границе области задавалось условие $C_0^{k+1} = C_0^k + PS_0$ ($C_1^k = AC_0^k$), где A — параметр активности.

Физический смысл параметра активности A состоит в том, что он указывает на гидрофильность ($A < 1$) или гидрофобность ($A > 1$) элемента и равен отношению коэффициентов активности элемента в жидкой

и твердой фазах или отношению концентраций в твердой и жидкой фазах при достижении равновесия.

На границе кварц — включение, проходящей через точку 1 (рис. 5),

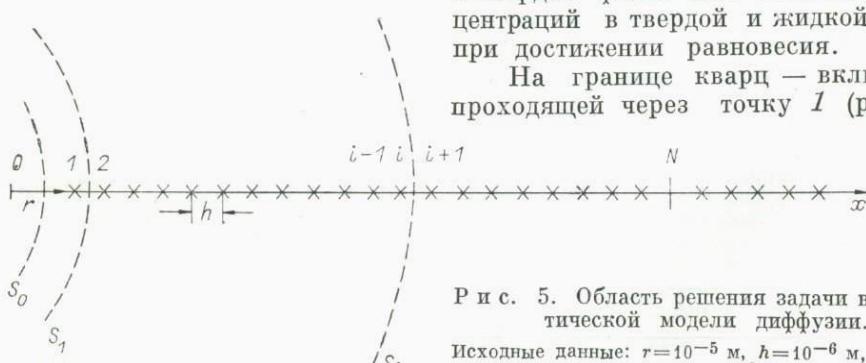


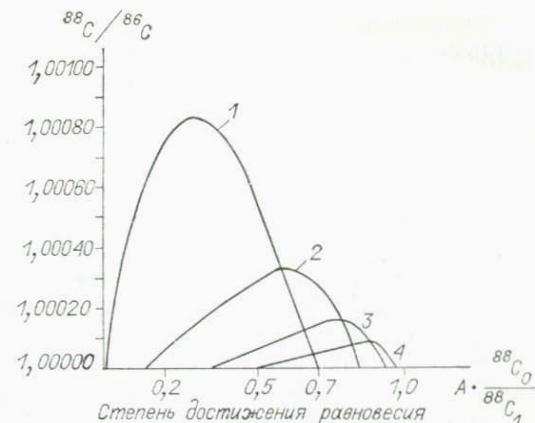
Рис. 5. Область решения задачи в математической модели диффузии.

Исходные данные: $r = 10^{-5}$ м, $h = 10^{-6}$ м, $\tau = 10^4$ с, $N = 30$, $C_{\text{нач}} = 10^{-6}$ мкг/м², $D = 10^{-16}$ м²/с,

$$A = 10^{-6}, 10^{-3}, 10^{-1}, L = 2. S_i = \left(\frac{r}{h} + i - \frac{1}{2} \right)^2 / \left(\frac{r}{h} + i - \frac{3}{2} \right)^2.$$

Рис. 6. Зависимость коэффициента фракционирования изотопов стронция от степени достижения равновесия в системе.

1 — при $i = 1$; 2 — $i = 2$; 3 — $i = 3$;
4 — $i = 4$.



задавалось условие выщелачивания формулой $C_1^{k+1} = PS_1 C_2^k + (1 - P - PS_1) C_1^k - PAC_0^k$.

Условие на правой границе (рис. 5) определяется формулой $C_N^{k+1} = LPC_{N-1}^k + (1 - LP) C_N^k$, где L — условие влияния других включений. Оно включает в себя условие симметрии градиента концентрации по отношению к другим включениям.

В результате решения поставленной задачи получены распределения отношения концентраций ^{88}Sr и ^{80}Sr по объему газово-жидкого включения и кварца для различных параметров активности A . Коэффициент фракционирования изменяется в зависимости от достижения системой равновесия ($A = 10^{-1}$) (рис. 6). На рис. 7, а показано развитие изотопного эффекта во времени при $A = 10^{-1}$. Фракционирование изотопов наблюдается лишь вблизи включения и быстро падает во времени. На рис. 7, б гидрофильность элемента усиlena. Условие равновесия — $A = 10^{-3}$. Коэффициент фракционирования стал достигать более высоких значений. Область развития изотопного эффекта увеличилась. После распространения процесса диффузии на наиболее удаленные от включений области кварца (рис. 7, в) максимум коэффициента фракционирования перемещается на удаленные области, а вблизи включения под его влиянием происходит обеднение тяжелым изотопом. При достижении равновесия эффект изотопного фракционирования исчезает.

Расчеты показывают, что эффекты фракционирования изотопов при концентрировании элементов в ГЖВ и диффузии их в кристаллическом теле носят локальный характер. Максимальные значения коэффициента фракционирования даже при большой степени концентрирования (1000) не достигают 1,002. В целом же между твердой фазой и ГЖВ фракционирования изотопов не наблюдается. Этот вывод соответствует экспериментальным данным, полученным нами (см. табл. 1).

Оценим диффузионную подвижность стронция по радиогенному изотопу. Предположим, что по нерадиогенным изотопам достигнуто равновесие, т. е. накопление изотопа ^{86}Sr в газово-жидких включениях прекратилось. В то же время накопление изотопа ^{87}Sr происходит постоянно, так как идет накопление его по формуле $[^{87}\text{Sr}] = [\text{Rb}] \cdot (e^{\lambda\tau} - 1)$. Обозначим через P долю радиогенного стронция, накапливающегося в единицу времени в ГЖВ. Тогда концентрация C в ГЖВ радиогенного стронция будет определяться по формуле $dC = P [^{87}\text{Sr}] dt$ или $dC = P [\text{Rb}] \times$

$$\times (e^{\lambda\tau} - 1) dt, \text{ отсюда } C = P [\text{Rb}] \cdot \left(\frac{1}{\lambda} e^{\lambda\tau} - \tau - \frac{1}{\lambda} \right).$$

Разлагая в ряд член $e^{\lambda\tau}$, получим $C \simeq \frac{P\lambda}{2} [\text{Rb}] \tau^2$, а так как $[^{87}\text{Sr}] = \text{Rb} \lambda \tau$, то $C = \frac{P\tau}{2} [^{87}\text{Sr}]$ или $P = 2 \cdot \frac{1}{\tau} \cdot \frac{C}{[^{87}\text{Sr}]}$, т. е. $P = \frac{2}{1,5} \cdot \frac{1}{5} = 0,27$ за 10^9 лет.

* * *

Таким образом, при любой диффузии эффекты фракционирования изотопов стронция могут иметь место только в весьма ограниченный промежуток времени, несоизмеримый с геологическим временем существова-

вания кварца. В целом же между твердой фазой и газово-жидкими включениями фракционирования изотопов не наблюдается.

В соответствии с этим выводом отличие между кварцем и ГЖВ по изотопному составу стронция обусловлено каким-либо эпизодическим событием, имеющим возраст 481 млн лет. Учитывая, что основную массу ГЖВ в изученном кварце представляют располагающиеся по трещинкам вторичные включения, можно считать, что их образование происходило значительно позднее окружающего кварца и, возможно, связано с более поздними процессами, происходившими в районе. При изучении возраста гранитоидов этого района термоизохронным $Pb - Pb$ методом по цирконам В. В. Брынцевым и др. [1] установлена паряду с основной фазой радиогенного свинца, соответствующей нижнепротерозойскому возрасту, более молодая его фаза, отражающая, вероятно, процессы рифейского тектономагматического цикла. Полученные нами данные о возрасте включений в кварце, возможно, также указывают на проявление процессов, связанных с этим циклом, в уже сформировавшихся пегматитовых телах. При этом образование вторичных включений в кварце могло

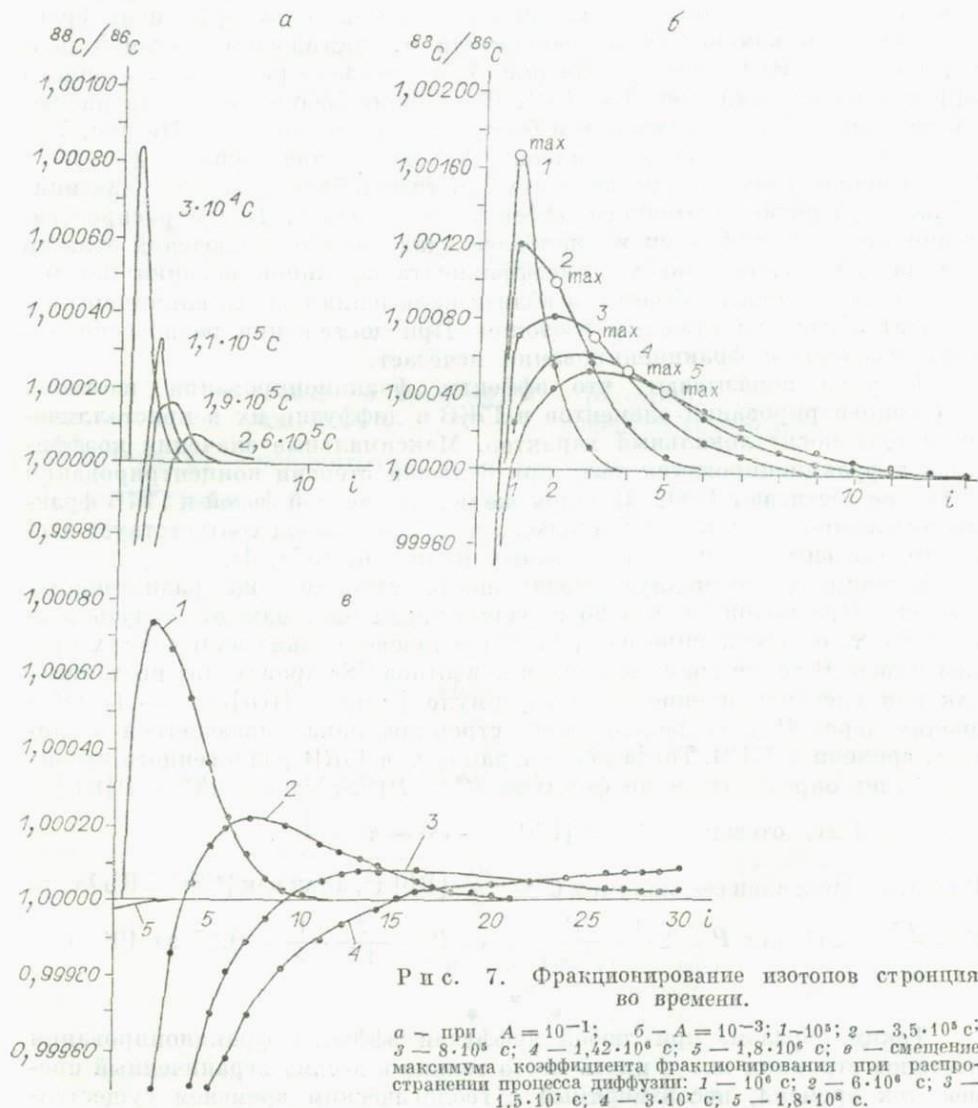


Рис. 7. Фракционирование изотопов стронция во времени.
 а — при $A = 10^{-1}$; б — $A = 10^{-3}$; в — $A = 10^{-5}$; 1 — $1 \cdot 10^6$ с; 2 — $6 \cdot 10^6$ с; 3 — $1,5 \cdot 10^7$ с; 4 — $3 \cdot 10^7$ с; 5 — $4,8 \cdot 10^8$ с.

происходить на заключительном этапе тектономагматического цикла из растворов, являющихся продуктами процессов, связанных с формированием рифейского прогиба в изученном районе.

ЛИТЕРАТУРА

- Брынцев В. В., Сумин Л. В., Остапенко Е. И. и др. Изотопный возраст докембрийских гранитоидов Северо-Западного Присаянья // Геология и геофизика.— 1985.— № 11.— С. 46—55.
- Овчинников Л. И., Вороновский С. Н., Овчинникова Л. В. Абсолютный возраст пегматитовых и оклоцематитовых метасоматитов Восточного Саяна // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1980.— С. 111—121.
- Пахольченко Ю. А., Макрыгин А. И., Волкова Н. В. и др. Рубидий-стронциевый возраст редкometалльных пегматитов // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1980.— С. 127—131.
- Lepin W. S., Maslowskaja M. N., Pawlowa L. W. u. a. Die Anwendung von Quarz in der Rb—Sr-Geochronologie // ZFI-Mitteilungen.— Leipzig, 1979.— N 26.— S. 27—29.

Г. С. Плюснин

НОВОЕ В ИЗОТОПНЫХ ДОКАЗАТЕЛЬСТВАХ КОРОВОЙ ПРИРОДЫ ГРАНИТОИДОВ

Происхождение и потенциальная рудоносность гранитоидов всегда были и остаются до сих пор важнейшими, остродискуссионными проблемами в петрологии и геохимии. Неслучайно именно эти направления исследований на многие годы стали определяющими в научном творчестве академика Л. В. Таусона [10, 11].

Подавляющим большинством исследователей коровая природа основной массы гранитоидов не оспаривается. Палингенный характер расплавов кислого состава, образующихся в коровых условиях, доказывается многочисленными работами, в том числе с использованием изотопных данных. Однако задачу точного установления состава и геологического положения исходного родоначального субстрата, при плавлении которого сформировались изучаемые гранитные расплавы, как правило, выполнить не удается. Поэтому постоянно существуют серьезные сомнения в достоверности доказательств мантийной или коровой природы гранитоидов. И не без оснований.

Например, давно утвердились мнение о том, что высокие ($>0,710$) первичные Sr-изотопные отношения однозначно свидетельствуют о коровой природе гранитоидов, но в противовес этому аналогичные и даже более высокие отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) надежно зафиксированы для типичных мантийных производных: долеритов, траппов, лампроитов, кимберлитов и карбонатитов [9, 23, 24]. И наоборот, в Забайкалье для плумазитовых редкometалльных лейкогранитов, по классификации Л. В. Таусона, коровая природа которых достаточно надежно подтверждается геолого-геохимическими данными [11], получены низкие ($\sim 0,705$) первичные Sr-изотопные отношения [7].

Большой интерес исследователей вызвала попытка [20, 22] разделения всех гранитоидов мира на две категории: граниты I-типа (от слова «igneous»—изверженные) и S-типа («sedimentary»—осадочные). При этом предполагалось, что все граниты являются продуктом смешивания двух основных компонент: одной, по химическому и изотопному составу подобной производным истощенной мантии ($\epsilon_{\text{Na}} = +6$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7033$), и другой — с типичными признаками материала земной коры ($\epsilon_{\text{Na}} = -7,5 \div -9,8$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710 \div 0,718$). Правда, справедливости ради необходимо отметить, что, по мнению авторов [22], предлагаемая модель,

позволяя удовлетворительно объяснить вариации в изотопном составе стронция и неодима, никак не увязывается с изменениями значений $\delta^{18}\text{O}$. В этом смысле проблема источника вещества для гранитов I-типа осталась неразрешимой. Мало того, как следует из более поздней и не менее интересной публикации одного из авторов [23], еще более радиогенные и, следовательно, еще более «коровье» изотопные отношения были установлены для аналогичной компоненты, участвующей в образовании явно мантийных лампроитов и кимберлитов, но отождествляемой уже не с земной корой, а с обогащенным мантийным резервуаром.

Из приведенных примеров следует, что без надежного установления исходного корового субстрата или мантийного деривата, с которыми выявлена достоверная генетическая связь, предлагаемое деление гранитов на мантийные и коровые выглядит недостаточно обоснованным. Очевидно, назрела необходимость в критической оценке сложившихся представлений об изотопных критериях как мантийной, так и коровой природы магматических образований.

В последние годы в изотопной геохимии получили широкое распространение различные варианты моделей смешивания, успешно используемые для решения различных задач, связанных с петрогенезисом и эволюцией магматических расплавов [19, 21]. Применение подобного подхода может быть проиллюстрировано на примере упомянутых плюмазитовых лейкогранитов Забайкалья и Монголии.

Значительная площадь западной части Монголо-Охотского складчатого пояса занята Монголо-Забайкальским ареалом гранитоидного магматизма, включающим батолитообразные мезоабиссальные интрузии Хэнтэй-Даурского мезозойского сводового поднятия, а также распространенные в его пределах и на обширной территории к югу и юго-востоку от него гипабиссальные гранитоидные массивы трещинного типа, формирующие, в частности, область распыленного магматизма [6]. Раннемезозойские батолитообразные интрузии представлены гранитоидами верхнего течения р. Мензы на территории МНР (юго-западная часть Хэнтэй-Даурского свода) и гранитами кыринского батолитового комплекса, широко развитыми в междуречье р. Кыры и р. Былры на территории СССР (восточная часть свода).

Регион в целом характеризуется интенсивным проявлением магматизма, процессов гранитизации, гибридизма, анатексиса и эндогенного рудообразования, связанных с мезозойской тектономагматической активацией. Ключевой для региона является проблема генезиса гипабиссальных интрузий плюмазитовых лейкогранитов, с которыми ассоциирует главная часть редкометалльного оруденения. Надежное установление генетической связи исследуемых гранитов или сопутствующих рудоносных гидротермальных флюидов с мантией может свидетельствовать в пользу возможности обнаружения в связи с этими интрузиями значительных по масштабам промышленных концентраций редких или цветных металлов.

Коровая природа плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов Забайкалья и Монголии обосновывается в работах Л. В. Таусона, В. И. Коваленко, В. Д. Козлова и Л. Н. Свадковской, П. В. Ковали, В. С. Антипина и др. [1, 3–5, 11]. При этом значительная часть массивов лейкогранитов рассматривается В. Д. Козловым и Л. Н. Свадковской [5] в качестве поздних дифференциатов крупнейших в Забайкалье батолитовых интрузий, т. е. одновременно с подтверждением коровой природы этих гранитоидов прямо указывается состав субстрата, из которого они сформировались. В то же время неоднократно подчеркивалась связь повышенных концентраций олова, вольфрама, редких металлов, калия и летучих в лейкогранитах с потоками трансмагматических мантийных флюидов [3, 5, 11]. Наиболее подробно эта проблема рассмотрена Ю. П. Трошиным, который считает, что «летучие компоненты, игравшие,

наряду с тепловой энергией, решающую роль в магмо- и рудообразовании, обнаруживают признаки связи с мантийными магмами и отделялись от этих магм как внутри коры, так и, по-видимому, в протяженных глубинных разломах на уровне мантии» [15, с. 163]. Наконец, в последние годы появились доказательства генетической связи плюмазитовых редкометалльных гранитов с заведомо мантийными монцонитоидами [16].

Таким образом, изложенное позволяет предполагать, как минимум, три различных механизма формирования редкоэлементного и Sr-изотопного состава лейкогранитов: а) расплав образовался в земной коре в недрах батолитовых интрузий типа кыринской и не обнаруживает различимых признаков связи с мантийными процессами; б) расплав сформировался в земной коре под влиянием мантийных трансмагматических флюидов, привносящих в лейкограниты рудные и редкоэлементные компоненты и стронций в том числе; в) расплав имеет мантийную природу. Очевидно, образование массивов лейкогранитов могло происходить равновероятно как по одному какому-либо способу, так и по всем трем одновременно. Поэтому возможность выявления мантийной составляющей в них по первичным Sr-изотопным отношениям приобретает особое значение.

Вместе с тем явно недостаточно использования одних первичных отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, характеризующих отдельные массивы лейкогранитов. Для построения генетической модели необходимо иметь дополнительно еще хотя бы одну координату. Применение концентраций рубидия нельзя признать целесообразным из-за резко различных геохимических свойств рубидия и стронция. Наиболее информативным должно быть использование вариаций содержания стронция в различных массивах. Но при этом возникают трудности определения средних значений концентраций стронция, с одной стороны, наиболее точно отображающих содержание этого элемента во всем объеме исследуемого массива, а с другой — тесно связанных с полученными изотопными характеристиками.

Опубликованные данные, характеризующие распределение стронция в породах отдельных интрузивных фаз или магматических фаций в пределах изучаемых массивов, чаще всего невозможно использовать для вычисления какого-то одного средневзвешенного значения. Этому препятствует отсутствие сведений о том, какую часть общего объема массивов выполняет каждая из выявленных разновидностей пород. Чисто статистический подход позволяет оценить только пределы возможных вариаций содержания стронция (см. таблицу), и для изотопно-геохимического анализа пришлось прибегнуть к определению среднеизохронного содержания стронция, которое должно лучше соответствовать изучаемым рубидий-стронциевым системам лейкогранитов.

Данные по содержанию и изотопному составу стронция могут быть применены для оценки геохимических связей между массивами лейкогранитов и степени их мантийной флюидизации.

Рассмотрим с этих позиций опубликованные ранее [7] рубидий-стронциевые изотопные данные для гранитоидов Забайкалья и Монголии, включая редкометалльные плюмазитовые лейкограниты (см. таблицу, рисунок). На диаграмме, отображающей в рамках общей модели смешивания зависимость первичных Sr-изотопных отношений от содержания стронция, все фигуративные точки расположились на четырех линиях смешивания («изотопных трендах»). Первый тренд ограничен со стороны максимальных содержаний стронция точкой, соответствующей гранитам и гранодиоритам кыринского батолита, рубидий-стронциевый возраст которого равен 230 млн лет. Другую конечную точку для этого тренда с отношением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0,7040 следует, вероятно, отождествить с мантийным флюидом, под влиянием которого возникли коровьи гранитные расплавы. Близкое значение первичного Sr-изотопного отношения (0,7050) характеризует андезитобазальты и латиты Центрального Забай-

Первичный изотопный состав и содержание стронция в гранитоидах Забайкалья и МНР [7]

№ п/п	Массив	$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 \pm 2\sigma$	Sr, г/т	Sr, г/т [5]	Возраст, млн лет
1	Кыринский	0,7050±0,0020	228,2	220±13	229±66
2	Ингодинский	0,7134±0,0060	96,2	76—170	178±19
3	Беренинский	0,7134±0,0060	42,7	27—60	178±19
4	Харалгийский	0,7045±0,0024	36,8	23—80	177±4
5	Хапчерангийский	— : —	55,0	100—110	177±4
6	Олengуйский	0,7045±0,0024	104,7	120±21	177±4
7	Ульзутуйский	0,7045±0,0024	83,9	20±5	177±4
8	Соктуйский	0,7053±0,0096	22,2	20—320	156±3
9	Жанчивланский (МНР)	0,7155±0,0274	11,6	7—17	190±5
10	Юдыгыинский (МНР)	0,7107±0,0010	102,4	137—212	211±1
11	Мензинский (МНР)	0,7065±0,0030	47,7		206±4

калья [14]. Поэтому можно предполагать, что мантийные гранитизирующие флюиды тесно связаны с заключительными стадиями существования в мантии источника латитовых магм.

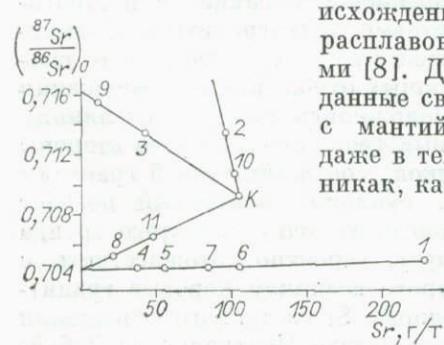
Аналогичный источник флюидов инициировал появление палингенных гранитных магм Соктуйского (8) и Мензинского (11) массивов, но уже по другому коровому субстрату, который отражен на диаграмме общей точкой пересечения трех изотопных трендов (К). Учитывая полученное для этой точки Sr-изотопное отношение (0,7093), совпадающее с изотопным составом стронция морской воды, можно достаточно уверенно связать этот гипотетический субстрат с реальной терригенно-осадочной толщой палеозойского возраста, широко распространенной в Забайкалье и МНР.

Наконец, изотопные тренды, объединяющие Беренинский (3) массив с Жанчивланским (9) и Ингодинский (2) с Юдыгыинским (10), характеризуют более поздние стадии эволюции в земной коре трансмагматического гранитизирующего флюида, в котором со временем достаточно быстро растет Sr-изотопное отношение.

Таким образом, находят разумное объяснение обнаруженные в Соктуйском, Хапчерангинском, Тургинском и ряде других коровых массивах явные признаки их генетической связи с мантией. В соответствии с предлагаемой петрогенетической моделью эти признаки обусловлены воздействием трансмагматических мантийных флюидов, несущих рудную и редкоэлементную нагрузку, на коровый терригенно-осадочный или гранитно-гранодиоритовый субстрат.

В то же время предлагаемая модель противоречит гипотезам, получившим широкое распространение среди геологов и связывающим про-

исхождение рудоносных палингенных гранитных расплавов исключительно с коровыми процессами [8]. Действительно, полученные Sr-изотопные данные свидетельствуют о связи рудообразования с мантийными трансмагматическими флюидами даже в тех процессах магмообразования, которые никак, казалось бы, не связаны с мантией. В этих



Тренды смешения, построенные по первичным изотопным отношениям стронция для гранитоидов Забайкалья и МНР.

условиях мантийная природа рудоносных флюидов латитовых магм тем более не должна вызывать никаких сомнений [12–14]. В итоге приходится признать, что большинство месторождений цветных и редких металлов в Забайкалье имеют генетические корни в мантии и разделение, вслед за Г. И. Менакером [8], одновременно с блоками земной коры, интрузивов, рудно-магматических систем, рудных узлов, месторождений и отдельных проявлений полезных ископаемых на «сиалические», возникшие в земной коре гранитного состава, и на «фемические», образовавшиеся в пределах коровых блоков основного состава, в значительной мере теряет смысл. Не помогают этой, безусловно, талантливой генетической модели [8] и предпринимаемые изотопно-геохимические усовершенствования, устанавливающие для месторождений «фемического» типа генетическую связь с мантийными латитовыми магмами [17], так как при этом изотопный состав «фемического» свинца оказывается, вопреки ожиданию, значительно более радиогенным в сравнении с «сиалическим».

Единственно приемлемым в сложившейся ситуации является отождествление источников рудоносных флюидов и расплавов «фемического» и «сиалического» типов с разными по глубине заложения горизонтами в мантии. Причем рост радиогенности мантийных производных, несущих редкометалльное, полиметаллическое и золотое оруденение, находится в прямой зависимости от степени истощенности исходного мантийного субстрата, генерирующего флюиды и расплавы. Минимальные значения современных изотопных отношений стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702\text{--}0,703$) и свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,3 \pm 0,4$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,4 \pm 0,1$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,7 \pm 0,6$) характеризуют верхние горизонты наиболее истощенной мантии [2, 18, 25, 26], тогда как недифференцированный мантийный субстрат, практически неограниченный источник редких и рудных компонентов, отличается существенно более высокой радиогенностью ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,713 \pm 0,002$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,4 \pm 0,5$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,7 \pm 0,2$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40,0 \pm 0,8$).

Приведенные современные изотопные отношения для истощенной и недифференцированной мантии следует рассматривать лишь как предварительные. Они рассчитаны исходя из предположения об отсутствии значимых воздействий коровой контаминации на изотопный состав андезитобазальтов и связанных с ними проявлений полезных ископаемых. В этом случае известная модель плюмботектоники [2] существенно упрощается, так как появляется реальная возможность отказаться от гипотетических резервуаров загадочного происхождения и объяснить накопленные в мире Pb – Sr – Nd-изотопные данные в рамках одной общей модели взаимодействия истощенной и недифференцированной мантии. При этом полностью исключаются многозначность и слабая аргументированность выделения нижней и верхней земной коры или необъяснимого орогена.

В соответствии с развивающимися представлениями все без исключения изотопные характеристики, используемые в разных вариантах модели плюмботектоники [2], принадлежат мантии и ее производным, поэтому самые низкие, наименее радиогенные отношения будут характеризовать истощенную мантию, тогда как недифференцированной мантии должны соответствовать наиболее высокие значения Sr – Pb-изотопных отношений. Естественно, рост радиогенности для мантийных производных тесно связан с глубиной формирования расплавов в мантии и с рудоносностью, которая для исходных расплавов определяется долей вещества, извлеченной из недифференцированной мантии, и условиями концентрирования редких и рудных компонентов. Наиболее глубинными, как известно, являются латит-монцонитоидные магмы, и в тесной связи именно с ними чаще всего обнаруживается оруденение.

Таким образом, несмотря на низкие первичные Sr-изотопные отношения, установленные для ряда массивов плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов Забайкалья, доказывается их коровая природа в полном соответствии с принятой генетической классификацией гранитоидов [14]. Редкометалльное оруденение в изучаемых лейкогранитах обнаруживает генетическую связь с сопряженным латитовым магматизмом, что также было предсказано Л. В. Таусоном [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов В. С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 157 с.
2. Зартман Р. Pb, Sr и Nd изотопные характеристики рудных месторождений в зависимости от их геологического положения // Металлогенез и рудные месторождения: Тр. 27 МГК. Секция С12.— М.: Наука, 1984.— Т. 12.— С. 44—56.
3. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 206 с.
4. Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 258 с.
5. Козлов В. Д., Свадковская Л. Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 253 с.
6. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии.— М.: Наука, 1975.— 307 с.
7. Плюснин Г. С., Сандинирова Г. П., Смирнов В. Н. и др. Сравнительное изучение K—Ar и Rb—Sr возраста гранитоидов Забайкалья и Монголии // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса.— М.: Наука, 1980.— С. 14—32.
8. Прогнозирование рудоносных площадей.— М.: Наука, 1976.— 275 с.
9. Самойлов В. С., Плюснин Г. С. Об источнике вещества редкоземельных карбонатов // Геохимия.— 1982.— № 9.— С. 1230—1243.
10. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 231 с.
11. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
12. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья/Таусон Л. В., Антипов В. С., Захаров М. Н., Зубков В. С.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 215 с.
13. Таусон Л. В., Захаров М. Н. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья // Геохимия.— 1974.— № 3.— С. 380—391.
14. Таусон Л. В., Сандинирова Г. П., Плюснин Г. С. и др. Изотопный состав стронция в эфузивах Центрального Забайкалья // Ежегодник-1975 СибГЕОХИ.— Иркутск, 1976.— С. 178—182.
15. Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 173 с.
16. Трошин Ю. П. Геохимические связи плюмазитовых редкометалльных гранитов с монцонитоидами Восточного Забайкалья // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 276, № 2.— С. 476—480.
17. Фефелов Н. Н. Применение изотопии свинца в проблеме генезиса рудных месторождений (на примере оруденения Сибири и Приморья): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Иркутск, 1984.— 17 с.
18. Allegre C. J., Dupre B., Richard P., Rousseau D. Subcontinental versus suboceanic mantle, II. Nd—Sr—Pb isotopic comparison of continental tholeiites with mid-ocean ridge tholeiites, and structure of continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett.— 1982.— Vol. 57, N 1.— P. 25—34.

19. Briqueu L., Lancelot J. R. Rb—Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks // *Ibid.* — 1979. — Vol. 34, N 3. — P. 385—396.
20. Gray C. M. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in SE Australia // *Ibid.* — 1984. — Vol. 70, N 1. — P. 47—60.
21. Jacobsen S. B., Quick J. E., Wasserburg G. J. A Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite implications for mantle evolution // *Ibid.* — 1984. — Vol. 68, N 3. — P. 361—378.
22. McCulloch M. T., Chappell B. W. Nd isotopic characteristic of S-and I-type granites // *Ibid.* — 1982. — Vol. 58, N 1. — P. 51—64.
23. McCulloch M. T., Jaques A. L., Nelson D. R., Lewis J. D. Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: an enriched mantle origin // *Nature*. — 1983. — Vol. 302, N 5907. — P. 400—403.
24. Mensing T. M., Faure G., Jones L. M. et al. Petrogenesis of the Kirkpatrick basalt, Solo Nunatak, Northern Victoria Land, Antarctica, based on isotopic compositions of strontium, oxygen and sulfur // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1984. — Vol. 87, N 2. — P. 101—108.
25. Tilton G. R. Evolution of depleted mantle: the lead perspective // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. — 1983. — Vol. 47, N 7. — P. 1191—1197.
26. Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: the growth of the oceanic crust // *Naturwissenschaften*. — 1981. — Vol. 68, N 3. — P. 110—119.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

E. Вильельм, Д. Артиньян

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ ПОИСКАХ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (критический обзор и предложения)

Оптимизация техники геохимических поисков с использованием селективного анализа фаз

Стоимость любых работ по геохимическим поискам регионального масштаба или более детальных будет прямо пропорциональна плотности опробования; последняя зависит не только от типа опробуемого и анализируемого материала, но также от типа и протяженности ассоциирующих с ними геохимических ореолов. Одним из главных объектов повышенного внимания геохимиков-поисковиков являются методы оптимизации исследований с целью увеличения геохимической контрастности (отношение аномалия/фон), а также увеличения протяженности аномалий путем приспособления к каждой из них, с учетом конкретной морфологической (климатической) обстановки. Это приспособление состоит в комбинации типов опробования, техники анализа и методов обработки результатов.

На стадии региональных поисков часто используемая геохимическая техника базируется, во-первых, на изучении потоков рассеяния по более или менее равномерной сетке и, во-вторых, на опробовании почвы, а также на анализе фракций различных размеров, наиболее подходящих в конкретной морфоклиматической обстановке. Этот подход позволяет обнаруживать ореолы рассеяния металлов или ассоциирующих с ними элементов-индикаторов вблизи месторождений, расположенных недалеко от дневной поверхности или перекрытых почвенным покровом, который до сих пор является главным объектом поисковых исследований. Обнаруженные аномалии в большинстве случаев обусловлены механическим рассеянием в почвах и смежных с ними осадках устойчивых минералов, которые поступают непосредственно из зон первичной минерализации (окислы, силикаты и даже сульфиды) или из зон окисления, включая частицы «железной пляшки» месторождений и устойчивые к разрушению вторичные минералы, такие как некоторые фосфаты и ванадаты [10, 37, 7, 5].

Вклад в общий химический сигнал, определяемый переходом металлов в раствор и их вторичной концентрацией через осаждение или адсорбцию преобладающих компонентов (окислы железа и марганца, коллоиды и органические комплексы), представляется менее значительным. Его обычно трудно отделить от флуктуаций, определяемых литологическими различиями и другими колебаниями фона.

Большинство ореолов, какого бы происхождения они не были, имеют ограниченную протяженность, в пределах нескольких километров, так как происходит быстрое разбавление компонентов аномалий всеми типами чужеродного материала, такими как «пустой» аллювий, коллювий, обваливающийся материал берегов, плоскостной смыв и другие материалы из локальных источников [42, с. 356]. Усовершенствования, через которые может достигаться наибольшая геохимическая контраст-

Перевод с английского В. С. Антипина и Б. М. Шмакина.

ность, направлены главным образом на минимизацию этого эффекта разбавления; для их выполнения перед геохимиками открываются две главные возможности: 1) техника селективной экстракции, посредством которой некоторые преобладающие металлические фазы, такие как окислы и гидроокислы железа и сульфиды, селективно растворяются без слишком заметного взаимодействия с силикатной основой [21, 31, 57, 63, 39, 44]; 2) селективное концентрирование в процессе обработки проб «полезных» минеральных фаз с использованием их специфических физических свойств. Гравитационное разделение (анализ фракций тяжелее, чем 2,9 или шлиховых концентратов) и магнитная сепарация (парамагнитные фазы селективно содержат окисленные продукты сульфидов) в настоящее время технически наиболее развиты.

Рассмотрим только второй аспект. В центре дискуссии будут находиться преимущества и методы поисков, основанные на концентрации тяжелых минералов, как в региональном плане, так и в плане детальных работ.

Региональные поиски с использованием фракций тяжелых минералов

Минералогическое изучение шлихов из аллювия дает основу техники поисков, которая широко распространена и хорошо известна [52]. Она используется с древних времен для поисков золота. Эта техника в основном ориентирована на непосредственное обнаружение устойчивых к разрушению минералов, которые являются либо первичными (минералы золота, платины, кассiterит, хромит, шеелит и редко сульфиды), либо вторичными. Последние, обычно окисленные, в большинстве случаев трудно диагностируются даже под бинокуляром, особенно когда частицы мелкие и сильно окатаны. С одной стороны, это относится к группе минералов гематита или лимонита, находимых в зоне окисления и несущих следы присущих сульфидам содержаний металлов [22, 26, 69, 8, 2, 47, 68], с другой — связано с адсорбцией при соосаждении металлов на окислах и гидроокислах железа и (или) марганца [9, 48, 24, 36, 20, 17, 21, 49, 62, 18, 15, 21, 66, 59].

Химический анализ концентратов помогает избежать ошибок в оптической диагностике и открывает возможности для техники поисков сульфидной минерализации.

Метод разработан специально для пустынных районов, которые характеризуются обилием поверхностного материала золового происхождения. П. Тиболд использовал его в качестве инструмента с 1959 г. в районе Передового Хребта в штате Колорадо для поисков сульфидов и окислов свинца и цинка и регистрации аномальных значений их содержаний, превышающих в 10—100 раз региональный фон [61]. В. Оверстрит [50] дал обзор оперативного применения этой техники. Р. Фишер и Ф. Фишер [27] проанализировали тяжелую фракцию из аллювия для выявления несвязанного золота. Л. Хафф [37] применил этот метод в Аризоне, а П. Уаттс и др. [65] в штате Нью-Мексико показали, что обнаруженные таким способом аномалии распространяются вниз по течению на большие расстояния, чем аномалии, открытые обычным опробованием осадочного материала потоков. Преимущества преобладающей механической эрозии использованы при применении шлиховых концентратов из отложений Восточной пустыни в Египте [3, 14, 34].

Б. Фаррелл [25] подчеркнул удачное применение этой техники при использовании опробования по редкой сети в Восточной Австралии и в Ботсване. То же самое продемонстрировано на Юго-Западе США [3, 35, 65, 70]. Наконец, доклады, представленные на Международный симпозиум «Поиски в пустынных районах» (Рабат, 1985), подчеркивают необходимость получения предварительных минеральных концентратов перед

химическим апализом. Это было показано на примерах из Судана [28], Саудовской Аравии [58, 55], Омана [72] и Намибии [29].

В северных районах результаты сравнительного изучения [19, 9] анализа минеральных концентратов и необработанных проб потоков рассеяния указывают на большую контрастность и более корректные данные, полученные предлагаемым методом. Х. Брандин [11] провел систематическое изучение возможностей использования тяжелых минералов в потоках рассеяния для поисковых целей в Центральной Швеции. Исключительная чувствительность этого метода показана многими канадскими геохимиками [4, 43, 30, 32, 60, 33, 45] посредством применения развитой техники концентрирования, которая совершенствовалась по мере проведения экспериментов. Анализ концентратов из ледниковых отложений, заменяющий более традиционное опробование в регионах с мощным ледниковым покровом, развивался параллельно в Скандинавии [12, 53] и в Канаде [56].

В других климатических зонах этот метод использован либо непосредственно, либо в комбинации с поисками по потокам рассеяния. В большинстве случаев обнаружены аномалии более высокой контрастности, чем те, которые выявлены при анализе одной фракции. Об этом свидетельствуют результаты исследований, полученные в США [6, 16], Испании [71], Северной Англии [41], Греции [23], Чехословакии [54] и Франции [44]. Представлены умеренные климатические зоны, однако методика успешно использована и в некоторых тропических регионах, как показано, например, в работе [64] для Индонезии и о-ва Шри Ланка.

Техника концентрирования и обработка результатов проводятся обычным методом [40, 46, 67].

Дискуссия. Преимущества и ограничения региональных поисков с использованием анализа фракций тяжелых минералов в сравнении с обычными геохимическими методами. В ссылках, приводимых выше, подчеркивается тот факт, что можно ожидать значительного увеличения аномалий для большинства элементов при использовании фракций тяжелых минералов по сравнению с анализом фракции «минус» 80 меш или близкой к ним.

Эти преимущества вытекают непосредственно из значительного уменьшения размера образцов тех фракций, которые с поисковой точки зрения являются геохимическими «отходами». Почти постоянное увеличение содержаний на один или два порядка по сравнению с образцами при обычном геохимическом опробовании приводит к соответствующему увеличению геохимической контрастности. Это способствует расширению обнаруживаемого геохимического спектра, особенно в отношении редких элементов, которые используются как индикаторы при поисковых работах. Такое улучшение позволяет проводить опробование по более редкой сети и снизить стоимость поисковых работ. Плотность опробования может варьировать между 0,1 и несколькими образцами на 1 км².

Недостатки и трудности поисковых работ, базирующихся на использовании тяжелых фракций, могут быть сведены к следующим факторам: влияние выбора места опробования, подготовка концентратов и интерпретация аналитических результатов.

Влияние выбора места опробования. Действительно, какой бы тип проб не отбирался, распределение и концентрация тяжелых минералов будут зависеть от гидрологических и геоморфологических условий места опробования, особенно от наличия природных ловушек, благоприятных для локального осадконакопления. Здесь оказывают влияние разделение по удельной массе, угол склона, оползание почвы и солифлюкция, наличие растительности, распространение поверхностных вод или ледников и эоловое перемещение материала. Распределение их также будет зависеть от размера и плотности «полезных» минералов во фракциях, каждый из которых имеет свои минералогические и геохимические характеристики.

ки. Гетерогенность материала и разнообразие концентрационных параметров определяют более широкие варианты опробования, чем для обычного опробования потоков рассеяния. Утяжеление проб за счет того или иного минерала в концентратах либо за счет их массы или относительного количества какого-либо или нескольких минералов во фракциях не помогает решению проблемы. Получаемая информация представляется более качественной, чем количественной, и ведет к большим трудностям в классификации аномалий и определении их очередности при использовании. Это, действительно, главная причина, ограничивающая дальнейшее развитие метода.

Подготовка концентратов. Любая используемая техника, даже с учетом ее совершенствования, как это показано в предшествующих разделах, при физическом концентрировании не способна получить тонкозернистые фракции, которые приходятся в среднем на 50—500 мкм. Это причины потери совершенного геохимического сигнала, связанного с мелкими и ультрамелкими частицами, которые предпочтительнее выпадают в осадок или адсорбируются окислами-гидроокислами железа и марганца, либо металлоорганическими соединениями. Кроме того, теряются первичные минералы с малыми размерами зерен, такие как золото, или легко разрушающиеся, такие, как вольфрамит. Более того, обработка фракций тяжелых минералов не может быть автоматизирована и обсчитана идентичным способом для каждого образца, что вводит дополнительный параметр во флуктуацию.

Наконец, необходимо отметить, что большинство технических средств концентрирования требует воды, которая не всегда имеется в поле. Это значит, что необходимо транспортировать значительные количества небработанного материала, масса которого может варьировать от нескольких килограммов до 30 кг, что уменьшает эффективность опробования и увеличивает его стоимость.

Если принять во внимание дополнительные затраты, которые неизбежны при получении большинства фракций тяжелых минералов по сравнению с простым просеиванием проб, то очевидно, что экономия, получаемая за счет более редкой сети опробования, может быть сведена к нулю большой стоимостью подготовки концентратов.

Интерпретация аналитических результатов. Несмотря на отдельный анализ немагнитных фракций, эксперименты показали, что соответствующий геохимический сигнал в целом оказывается неопределенным, так как аномалии без металлогенического значения могут быть результатом повышения содержаний металла в отдельных тяжелых минералах. Это касается, например, аномалий цинка, связанного с некоторыми шпинелями.

Все рассмотренные выше трудности объясняют достаточно скромное развитие поисковых работ с использованием тяжелых фракций в региональном плане, несмотря на большую возможность обнаружения аномалий и увеличение геохимической контрастности, если сравнивать с прямым анализом осадков и почв. Опыт, полученный на таких работах, остается достаточно фрагментарным, и во многих случаях анализ тяжелых фракций использовался как дополнительный инструмент при обычных геохимических поисках, как это показано на многих примерах, описанных в работе [43], и в теплых аридных, и в холодных северных климатических зонах.

Использование концентратов тяжелых минералов при детальных поисках

Судя по североамериканской и европейской литературе, методика поисков известна для очень редких случаев. Один из них рассмотрен в работе [38] по Филиппинам, где использован рентгенофлюоресцентный

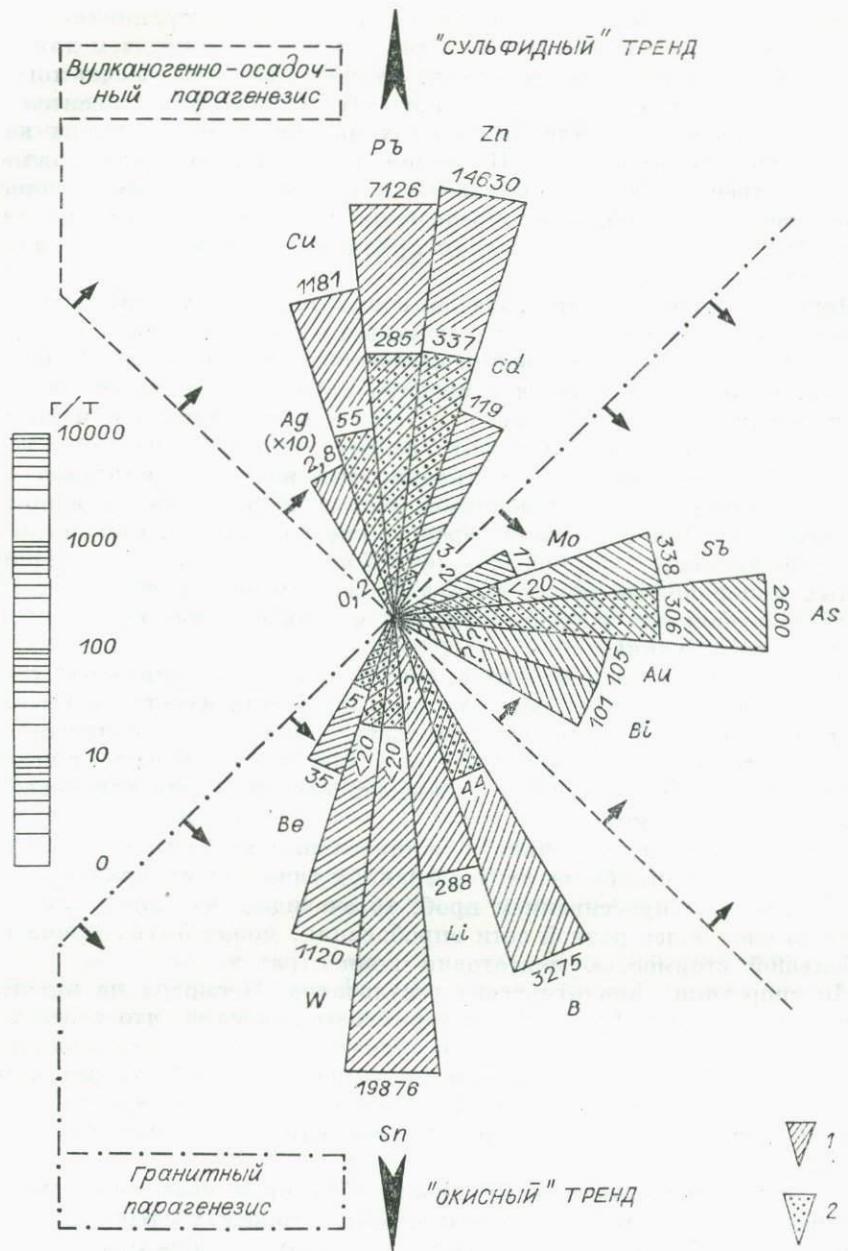


Рис. 1. Сопоставление геохимических спектров, полученных по содержанию тяжелых минералов (1) и по потокам рассеяния (2). Аномалия, связанная с колчеданным рудным телом Сюссак (Центральный массив, Франция).

анализ концентратов из ферралитовых почв вблизи хромитовых месторождений. Исходя из другой точки зрения, Р. Аллен и Н. Николь [1], проанализировав фракции тяжелых минералов из пород, обнаружили и классифицировали первичные геохимические ореолы вокруг массивных сульфидных месторождений Канадского щита, что позволило увеличить геохимический сигнал по сравнению с тем, который получается при анализе пород в целом, а также число обнаруживаемых ореолов рассеяния.

Предложения по использованию тяжелых минералов в целях классификации и отбраковки региональных геохимических аномалий. Региональные геохимические поисковые работы все более используют многоэле-

Рис. 2. Содержания элементов в тяжелых минералах (1) и в потоках рассеяния (2) для литологической аномалии силикатного происхождения.

ментные анализы, которые выявляют большое число геохимических аномалий. Установление их относительного значения и элементных ассоциаций трудно сделать с высоким качеством. Понижение цен на металлы, которое все более накладывает отпечаток на поиски минерализации, требует большей селективности по отношению к цели исследований и группировке важности аномалий. Необходимо сделать более эффективным ранний диагноз вероятного типа минерализации, ассоциирующего с некоторыми типами аномалий.

Наши исследования состоят в отделении и усилении диагностируемых компонентов в геохимических аномалиях с целью предвосхищения типа ассоциирующих первичных парагенезисов посредством выделения и многоэлементного анализа тяжелых минералов, содержащихся в потоках рассеяния. Эти минералы концентрируются с помощью тяжелых жидкостей из проб массой около 10 кг, отбираемых при переопробовании в точках, близких к местам аномальных образцов.

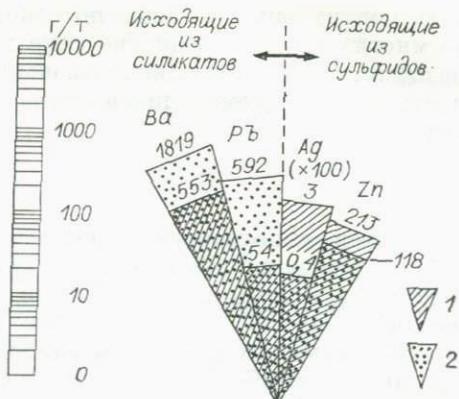
С целью распределения аналитических данных, которые могут облегчить интерпретацию результатов поисков, прежде всего, мы отобрали почти из 40 хорошо известных и отработанных объектов серию представительных образцов, которые были подвергнуты той же пробоподготовке и проанализированы. Эти образцы, таким образом, входят в каталог характерных геохимических признаков главных типов минерализации. С этой же точки зрения были опробованы аномалии, обусловленные типами пород, — как бы «противоположные» примеры. Соответствующие геохимические спектры, полученные по потокам рассеяния и фракциям тяжелых минералов, ассоциирующим с массивным сульфидным типом минерализации и с литологической аномалией, связанной с дифференциацией гранитов, изображены на рис. 1 и 2.

В случае рудного тела Сюссак (Центральный французский массив) первичная Pb — Zn — As аномалия слабая. Тем не менее анализ тяжелых минералов показал, что здесь парагенезис элементов более сложный и более комплексный. В этом особом случае он определяется телескопированием массивных сульфидных руд гранитным типом минерализации к ассоциирующей с ней гидротермальной минерализацией, что можно было наблюдать и фиксировать в скважинах.

С другой стороны, в тяжелых фракциях нет подтверждения значительных аномалий, соответствующих Pb — Ba аномалиям в потоках рассеяния, которые при отсутствии видимых сульфидов были интерпретированы как имеющие силикатное происхождение.

На стадиях предварительной и оперативной разведки результаты проверки посредством тяжелых минеральных фракций могут быть сравнимы с данными использования метода аналогий. Это требует применения многовариантной компьютерной техники, которая требует полной перестройки данных с позиции их прерывистой природы в пространстве Boolean логическим бинарным кодированием.

Распределение образцов в этом факториальном пространстве, отражающем главную геохимическую тенденцию, затем исследуется посредством метода «динамического облака». Это позволяет переклассифициро-



вать контрольные образцы по отношению к упомянутым данным и ведет во многих случаях к диагностике типов по аналогии с контрольными образцами. Оперативное использование этого метода подтвердило действенность рекомендуемой диагностики и оправданность ее дальнейшего развития.

* * *

Метод использования концентратов тяжелых минералов должен, прежде всего, давать преимущество в опоисковании районов, где обильный аллохтонный поверхностный материал не позволяет использовать обычных методов геохимических поисков из-за эффекта разбавления.

В пустынных районах и районах, покрытых моренами, формируются ореолы, где наиболее благоприятно применение этого метода. Его использование требует акцентировать постоянное внимание на выборе инструмента концентрирования тяжелых минералов для того, чтобы возместить, по крайней мере, часть информации от тонкозернистой фракции.

Превосходная способность метода обнаруживать аномалии приводит к высокому уровню их геохимической разбраковки и контрастности, с расширением многоэлементного аналитического спектра. С другой стороны, эта увеличившаяся чувствительность вызывает также расширение в целом количества аномальных сигналов сомнительного значения, на интенсивность которых может влиять выбор места опробования. Таким образом, эти сигналы не могут служить инструментом для классификации аномалий.

Информация, получаемая при анализе тяжелых минералов, в значительной мере качественная и сфокусировать работы на главной задаче трудно, что является помехой для широкого распространения оперативного метода.

Опыт, приобретенный в ходе различных поисковых исследований, привел к использованию и поощрению анализа концентратов тяжелых минералов для отбора и проверки региональных поисков по потокам расщепления, для того чтобы располагать инструментом диагностики на ранней стадии, базирующемся на расширении аналитического спектра аномалий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Allen M. E. T., Nichol I. Heavy-mineral concentrates from rocks in exploration for massive sulphide deposits // J. Geochem. Exploration.— 1984.— Vol. 21.— P. 149—165.
2. Andrew R. L. Evolution of copper — zinc gossans in Southern Africa // Trans. Inst. Min. Metall. Sec. B.— 1977.— Vol. 26.— P. 165—166.
3. Alminas H. V., Watts K. C., Siems D. F., Kraxberger V. E. Map showing anomalous silver distribution in stream sediment concentrates. Hillsboro and Sand Lorenzo quadrangles, exclusive of the Black Range Primitive Area, Sierra and Grant Counties, New Mexico // U. S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF-900-C, scale 1 : 48 000.—1978.
4. Barakso J. J., Tegard P. Revised stream sediment geochemistry at selected precious metal deposits in British Columbia // West. Miner. Can.— 1982.— Vol. 55, N 4.— P. 53—65.
5. Barbier J., Wilhelm E. Superficial geochemical dispersion around sulphide deposits: Some examples in France // J. Geochem. Exploration.— 1978.— Vol. 10.— P. 1—39.
6. Bell H. Geochemical reconnaissance using heavy minerals from small streams in Central South Carolina // U. S. Geol. Surv. Bull.— 1976.— N 1404.
7. Beus A. A., Grigorian S. V. Geochemical exploration methods for mineral deposits.— Calgary: Applied publishing, 1977.— 287 p.
8. Blain C. F., Andrew R. L. Sulphide weathering and the evaluation of gossans in mineral exploration // Minerals Sci. Engng.— 1977.— Vol. 9, N 3.— P. 119—150.
9. Boyle R. W., Tupper W. M., Lynch J. et al. Geochemistry of Pb, Zn, Cu, As, Sb, Mo, W, Ag, Ni, Co, Cr, Ba and Mn in the waters and stream sediments of the Bathurst-Jacquet River District, New Brunswick // Geol. Surv. Can.— 1966.— Paper 65—42.
10. Brown B. W. Error in lead anomalous stream— sediments // Econ. Geol.— 1970.— Vol. 65.— P. 514—515.

11. Brundin N. H. Some experience in geochemical and heavy mineral prospecting // Intern. Geochem. Exploration Symp.— Colo. School of Mines, 1969.— Vol. 64, N 1.— P. 89.
12. Brundin N. H., Bergstrom J. Regional prospecting for ores based on heavy minerals in glacial till // J. Geochem. Exploration.— 1977.— Vol. 7.— P. 1—19.
13. Bugrov V. Geochemical sampling techniques in the Eastern Desert of Egypt // Ibid.— 1974.— Vol. 3.— P. 67—75.
14. Bugrov V. A., Shalaby I. M. Geochemical prospecting in the Eastern Desert of Egypt // Geochem. Exploration Symp., 1974 / Eds. I. L. Elliott, W. E. Fletcher.— Elsevier, 1975.— P. 523—530.
15. Butt C. R. M., Nichol J. The identification of various types of geochemical stream sediment anomalies in Northern Ireland // J. Geochem. Exploration.— 1979.— Vol. 11.— P. 13—32.
16. Callahan J. A geochemical survey of stream sediments in Watauga County North Carolina // Ibid.— 1976.— Vol. 6.— P. 61—73.
17. Carpenter R. H., Pope T. A., Smith R. L. Fe—Mn oxide coatings in stream sediment geochemical surveys // Ibid.— 1975.— Vol. 4, N 3.— P. 349—363.
18. Carpenter R. H., Hayes W. B. Fe—Mn oxide coatings in routine geochemical surveys // Geochem. Exploration Symp., 1978.— Denver, 1979.— P. 227—282.
19. MacCarteney W. D., MacLead C. R. Preliminary application of heavy mineral analysis to metallogenesis of carboniferous areas, Nova Scotia and New Brunswick // Geol. Surv. Can.— 1965.— Paper 64—29.
20. Chao T. T., Anderson B. J. The scavenging of silver by manganese and oxides in stream sediments collected from two drainage areas of Colorado // Chem. Geol.— 1974.— Vol. 14, N 3.— P. 159—166.
21. Chao T. T., Theobald P. K., Jr. The significance of secondary iron and manganese oxides in geochemical exploration // Econ. Geol.— 1976.— Vol. 71.— P. 1560—1569.
22. Clarke O. M. Geochemical prospecting in gossans and lateritic soils of Alabama // U. S. A. Proceed. 2nd Semin. Geochem. Prospl. Methods and Techn.— N. Y., 1970.— Miner. Res. Dev. Ser., N 38.— P. 90—94.
23. Clausen F. I., Harporth O. On the use of discriminant techniques for classifying chemical data from panned heavy mineral concentrates, Central East Greenland // J. Geochem. Exploration.— 1983.— Vol. 18.— P. 1—24.
24. Dyck W. The adsorption and coprecipitation of silver on hydrous oxides of iron and manganese // Geol. Surv. Can., 1971.— Paper 70—64.
25. Farrell B. L. The use of 'loam' concentrates in geochemical exploration in deeply weathered arid terrains // J. Geochem. Exploration.— 1984.— Vol. 22.— P. 101—118.
26. Fesenko G. S., Volodin R. N., Yukhvit V. Ya. Localization conditions and characteristics of oxidized zones in deposits of sulfide ores in north-western Cuba // Internat. Geol. Rev.— 1974.— Vol. 16, N 11.— P. 1257—1268.
27. Fischer R. P., Fischer F. S. Interpreting pan-concentrate-analyses of stream sediments in geochemical exploration for gold // U. S. Geol. Surv. Washington, 1968.— Circular 592.
28. Flechter R. J. Geochemical exploration for gold in the Red Sea Hills, Sudan // IMM. Prospecting in areas of desert terrain.— 1985.— P. 79—94.
29. Garnett D. L., Rea W. J. Geochemical prospecting in the area around the Otjihase copper deposit, Namibia; a case history // Ibid.— P. 191—208.
30. Garrett R. G. The dispersion of copper and zinc in glacial overburden at the Louvem Deposit, Val d'Or, Quebec // Geochem. Exploration.— 1971.— CIM Spec. Vol. 11.— P. 157—158.
31. Gatehouse S., Russel D. W., Van Moort J. C. Sequential soil analysis in exploration geochemistry // J. Geochem. Exploration.— 1977.— Vol. 8.— P. 483—494.
32. Gleeson C. F., Cormier R. Evaluation by geochemistry of geophysical anomalies and geological targets using overburden sampling at depth // Geochem. Exploration.— 1971.— CIM Spec. Vol. 11.— P. 159—165.
33. Gleeson C. F., Boyle R. W. Minor and trace element distribution in the heavy minerals of the rivers and streams of the Keno Hill district, Yukon Territory // Geol. Surv. Can.— 1980.— Paper 76—31.— P. 1—9.
34. Hassan M. M., Al Hawary M. A. Geochemical orientation survey for manganese deposits in arid conditions, Eastern Desert, Egypt // Proceed. Geochem. Explor. Symp.— Golden, 1978.— P. 93—101.
35. Hassemer J. R., Watts K. C., Siems D. G. Geochemical sampling in the Silver City area, New Mexico // Explor. Geochem. in the Basin and Range Province.— Tucson, 1979.— P. 20.
36. Horsnail R. F., Elliott I. L. Some environmental influences on the secondary dispersion of molybdenum and copper in western Canada // Geochem. Exploration.— 1971.— CIM Spec. Vol. 11.— P. 166—175.
37. Huff L. C. A comparison of alluvial exploration techniques for porphyry copper deposits // Ibid.— P. 190—194.
38. Kater G., Wallner P., Friedrich G. A method of exploration for lateritic and bed rock chromite mineralization used in the Philippines // Econ. Geol.— 1984.— Vol. 79.— P. 372—381.

39. Keyser A. de, Martin H., Herbillon A. Distribution et localisation du Zn et du Pb dans un sol, 'complexe' situé à l'aplomb d'un gossan en milieu carbonaté // Geoderma.— 1983.— Vol. 29.— P. 221—236.
40. Laville-Timsit L., Wilhelm E. Optimisation des méthodes de prospection géochimiques régionales // Bull. BRGM.— 1982.— Vol. 2, N 11 (1).— P. 45—56.
41. Leake R. C., Aucott J. W. Geological mapping and prospecting by use of rapid automatic X-ray — fluorescence analysis of panned concentrates // IGES.— London, 1973.— P. 389—409.
42. Levinson A. A. Introduction to exploration geochemistry.— Calgary: Applied Publishing, 1974.
43. Marsh S. P., Cathrall J. B. Geochemical evidence for a Brooks Range mineral belt, Alaska // Geochem. Exploration Symp. 1980. H. Gundlach ed. Rexdale; Assoc. of Exploration Geochemists, 1987.
44. Martin H., Wilhelm E., Laville-Timsit L. et al. Enhancement of stream sediment geochemical anomalies in Belgium and France by selective extractions and mineral separations // J. Geochem. Exploration.— 1984.— Vol. 10.— P. 179—203.
45. Maurice Y. T. Interprétation sommaire des résultats d'un levé géochimique de minéraux lourds en Estrie, Québec // La géochimie d'exploration au Québec.— Minist. Energie Ressources, Séminaire Information DV 85—11, 1985.— P. 141—150.
46. Maurice Y. T., Mercier M. Méthodes d'échantillonnage et résultats d'un levé géochimique de minéraux lourds en Estrie, Quebec // Commis. Géol. Can. Dossier public 1145.— 1985.— 69 p.
47. Moeskops P. G. Yilgarn nickel gossans geochemistry. A review, with new data // J. Geochem. Exploration.— 1977.— Vol. 8.— P. 247—258.
48. Nichol I., Horsnail R. F., Wegg J. S. Geochemical patterns in stream sediment related to precipitation of manganese oxides // Trans. IMM, Sect. B — Applied Earth Sci.— 1967.— Vol. 75.— P. B113—B115.
49. Nowlan G. A. Concretionary manganese — iron oxides in streams and their usefulness as a sample medium for geochemical prospecting // J. Geochem. Exploration.— 1976.— Vol. 6, N 1/2.— P. 193—210.
50. Overstreet W. C. A review of regional heavy-mineral reconnaissance and its application in the southeastern Piedmont // Southeastern Geology.— 1962.— Vol. 3, N 3.— P. 133—172.
51. Overstreet W. C., Marsh S. P. Some concepts and techniques in geochemical exploration // Econ. Geol. 75th Ann. Vol.— 1981.— P. 775—805.
52. Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq J. Les minéraux en grains.— Paris: Masson, 1970.
53. Peuraneimi V., Heinänen K. Mineralogical investigations in the interpretation of heavy-mineral geochemical results from till // J. Geochem. Exploration.— 1985.— Vol. 23.— P. 315—328.
54. Pokorny J. Geochemical prospecting for ores in the Bohemian Massif, Czechoslovakia // IGES.— Vancouver, 1975.— P. 77—83.
55. Salpeteur I. Geochemical dispersion from the Bir Tawilah wolfram — quartz veins in the pediplain area of Saudi Arabia // IMM. Prospecting in areas of desert terrain.— 1985.— P. 141—154.
56. Sauerbrei J. A., Pattison E. F., Averill S. A. Till, sampling in the Casa — Berardi Area, Quebec. A case history in orientation and discovery // La géochimie d'Exploration au Québec.— Minist. Energie Ressources, Séminaire Information DV 85—11, 1985.— P. 115—117.
57. Sondag F. Selective extraction procedures applied to geochemical prospecting in an area contaminated by old mine workings // J. Geochem. Exploration.— 1981.— Vol. 15.— P. 645—652.
58. Tawfig M. A., Legg C. A., Last B. J. A multidisciplinary mineral exploration programme in the Samran area Kingdom of Saudi Arabia // IMM. Prospecting in areas of desert terrain.— 1985.— P. 111—120.
59. Tessier A., Campbell P. G. C., Bisson M. Particulate trace metal speciation in stream sediments and relationships with grain size: implications for geochemical exploration // J. Geochem. Exploration.— 1982.— Vol. 16.— P. 77—104.
60. Tremblay R., Wilhelm E. Prospection alluvionnaire (minéraux lourds) en Gaspésie. Traitement des données et comparaison avec les résultats géochimiques en sédiments de ruisseau // Can. Mining Metall. Bull.— 1978.— May.— P. 4—8.
61. Theobald P. K., Thompson Ir. Ch. E. Reconnaissance exploration by analysis of heavy mineral concentrates — 40 // Mining Engineering, 1959. January.
62. Wagner G. H., Konig R. H., Steele K. F. Stream sediment geochemical investigations in Arkansas — comparisons of manganese, zinc and lead-zinc districts with an unmineralized area // J. Geochem. Exploration.— 1978.— Vol. 9, N 1.— P. 63—74.
63. Warnant P., Martin H., Herbillon A. J. Kinetics of the selective extraction of iron oxides in geochemical samples. Association between Fe and Cu in acid brown soils // Ibid.— 1981.— Vol. 15.— P. 635—644.
64. Watters R. A. Geochemical exploration for uranium and other metals in tropical and subtropical environments using heavy mineral concentrates // Ibid.— 1983.— Vol. 19.— P. 103—124.

65. Watts P. C., Hassemer J. R., Nishi J. M. Eastern Santa Rita Quadrangle and western margin of the Mimbres Valley, Grant Country, New Mexico // Ibid.— 1978.— Vol. 9.— P. 175—186.
66. Witney P. R. Relationship of manganese — iron oxide and associated heavy metals to grain size in stream sediments // Ibid.— 1975.— Vol. 4.— P. 252—263.
67. Wilhelm E., Laville-Timsit L., Leleu M. et al. Behaviour of base metals around ore deposits: application to geochemical prospecting in temperate climates // Proc. 7th Int. Geochem. Explor. Symp.— Golden, Colorado, 1978.— P. 185—199.
68. Wilhelm E., Kosakevitch A. Utilisation des chapeaux de fer comme guides de prospection // Bull. BRGM.— 1979.— Vol. 2, N 2.— P. 2—3.
69. Wilmhurst J. R. The weathering products of nickeliferous sulfides and their associated rocks in Western Australia // Geochem. Exploration. Spec. publication N 2.— 1975.— P. 417—436.
70. Zantop H. Heavy mineral geochemistry in the exploration for copper, lead and zinc: a promising case study // Explor. Geochem. in the Basin and Range Province, Tucson Arizona (April 2—10), Program and Abstracts, 1979.— P. 33.
71. Zantop H., Nespereira J. Heavy mineral panning techniques in the exploration for tin and tungsten in northwestern Spain // IGES.— Denver, 1979.— P. 329—336.
72. Zeegers H., Al Shafari S. M., Al Mufleh, Letalenet J. Aspects of regional geochemical prospecting in desert conditions // IMM. Prospecting in areas of desert terrain.— 1985.— P. 131—140.

Г. Б. Наумов

ОРЕОЛЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В арсенале геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых, прочно вошедших в общий комплекс геолого-поисковых работ и сводящихся, по сути, к обнаружению аномальных содержаний каких-либо элементов или их групп в горных породах, почвах, водах, газовых выделениях или растениях, ведущее место занимают либо химические методы, что в значительной мере определяется состоянием методической и аппаратурной базы. Инструментальные методы анализа позволили в больших объемах, экспрессно и относительно дешево получать количественные значения содержаний отдельных элементов в различных точках геологического пространства, а их обработка с помощью ЭВМ существенно упростила способы технического представления собранной информации. Сложнее с интерпретацией выявленных аномалий. Методы получения мультиплективных показателей, получившие распространение в последнее время, обычно свертывают не только саму информацию, но и геохимическую сущность процессов миграции и концентрации отдельных элементов, а потому часто оказываются бессильными уже при незначительных изменениях геологической обстановки даже в пределах одного месторождения.

Важные сведения, расширяющие информацию о ходе гидротермального минералообразования и позволяющие существенно повысить эффективность геологических прогнозов, дают новые методы изучения ореолов флюидных включений. Они сводятся к тем же методам выявления аномалий распределения, но не химических элементов, а реликтов гидротермальных флюидов. Хотя принципиальная возможность широкого практического использования флюидных включений была показана Н. П. Ермаковым еще в 1966 г. [1], они до сих пор не нашли подобающего им места в геологическом прогнозе. Дело в том, что основное внимание исследователей, занимающихся флюидными включениями, сосредоточивалось на первичных включениях, образующихся одновременно с ростом минерала-хозяина и позволяющих реконструировать некоторые параметры этого процесса. Вторичные включения, возникающие при залечивании микротрешин, обычно рассматриваются как некоторые осложнения, за-

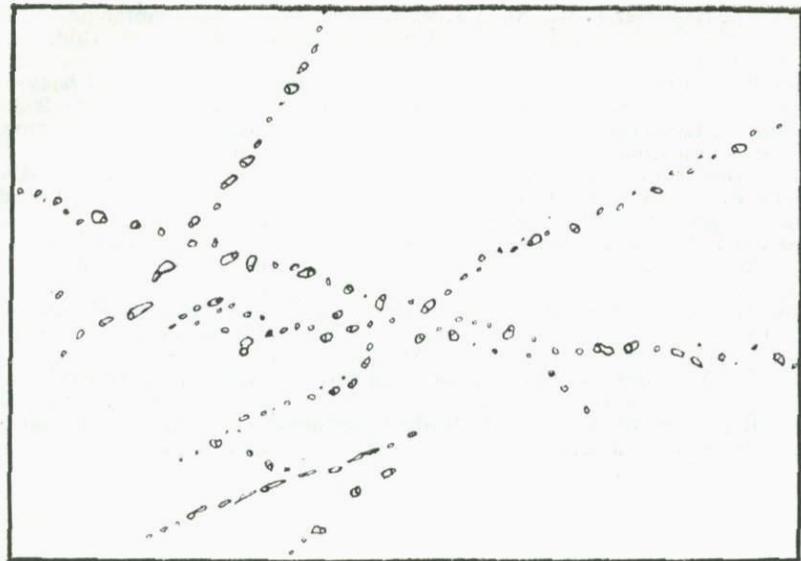


Рис. 1. Типичное расположение групп вторичных флюидных включений в породообразующем кварце. Увел. 120.

труднющие реконструкцию условий отложения вмещающих их минералов.

Такое негативное отношение к вторичным включениям оправдано далеко не во всех случаях. Более того, они могут быть источником весьма ценной информации о процессах, происходивших после образования вмещающих их минералов, или, в более общем понимании, об эпигенетических процессах. Так, вторичные включения, образующиеся в породообразующих минералах в пределах зон тектонических нарушений и гидротермальной деятельности, обычно фиксируемые при петрографическом изучении пород, вмещающих рудные месторождения, естественно, ничего не говорят о самих процессах петrogenезиса, но несут весьма важные сведения о наложенных гидротермальных процессах, в том числе о процессах рудообразования.

Наиболее четко такие включения наблюдаются в породообразующих кварцах, где они располагаются вдоль взаимно пересекающихся линий, трассируя расположение залеченных микротрещин, образовывавшихся при деформациях кристаллических агрегатов (рис. 1). Они могут иметь разнообразные формы и размеры, а также разные коэффициенты заполнения, что связано с процессами регенерации и расшищирования, детально изученными Г. Г. Лемлейном [2]. Однако общее количество таких включений и законсервированная в них масса флюида пропорциональны количеству микродроблений, приводящих к возникновению микротрещин и их последующему залечиванию.

Малые размеры включений, неравномерность их распределения, их формы и заполнения значительно затрудняют их визуальный подсчет, необходимый для получения надежных статистических данных о массах законсервированного флюида в том или ином участке геологического пространства. Значительно проще и надежнее вскрыть эти включения, перевести флюид в газовую fazu и замерить ее объем. Эта величина будет характеризовать общую флюидоносность изучаемого минерала. Ее удобно выражать в единицах объема выделившегося газа, приведенного к стандартному состоянию (25°C , 760 мм рт. ст.) и отнесенного к единице массы минерала (мл/г).

Естественно, что масса флюида (M), выделившегося из павески минерала, равна сумме масс газов в отдельных включениях (m_i): $M = \sum m_i = \sum V_i \rho_i = V_0 \rho_0$, где V_i и ρ_i — объем флюида и его плотность в индивидуальном включении; V_0 и ρ_0 — те же характеристики для всего флюида.

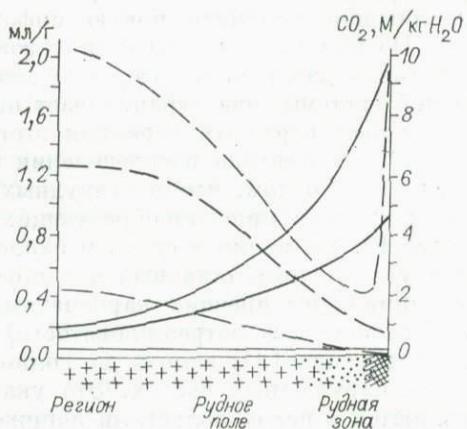
Для достаточно большого числа включений вместо V_i и ρ_i можно воспользоваться их средними величинами \bar{V} и $\bar{\rho}$, записав $V_0 \rho_0 = N \bar{V} \bar{\rho}$, где N — количество условных включений среднего объема. Если учесть, что возникновение вторичных включений связано с регенерацией микротрещин, то можно записать $N = k\Theta$, где Θ — количество микротрещин, характеризующее микротектоническую активность данного геологического пространства, а k — коэффициент пропорциональности, зависящий от особенностей регенерации минерала и захвата им включений. Проведя подстановку, имеем $V_0 = k \bar{V} \frac{\bar{\rho}}{\rho_0} \Theta$, или, объединив величины, которые могут быть приняты в данном процессе за постоянные, единым коэффициентом K , получим $V_0 = K\Theta$.

Иными словами, флюидоносность в первом приближении может рассматриваться как мера тектонической микроактивности данного района и его отдельных участков. Поскольку флюидоносность является величиной интегральной, суммирующей включения, возникшие на разных стадиях геологического развития, она отражает суммарную тектоническую палеоактивность, накапливавшуюся за все время гидротермальной деятельности. Приписав двум геологическим участкам индексы 1 и 2 и принимая, что для одного минерала в близких условиях регенерации $K = \text{const}$, получим $\Theta_1/\Theta_2 = V_1/V_2$, или участки, подвергшиеся более сильному микродроблению, должны характеризоваться большей флюидоносностью породообразующих минералов.

Для определения флюидоносности кварцев могут быть использованы достаточно простые методы, не требующие применения сложной аппаратуры [7]. В случае необходимости они позволяют провести ряд дополнительных измерений: определить концентрацию отдельных газовых и солевых компонентов, входящих в состав минералообразующего флюида, вплоть до определения отдельных рудных и редких элементов [6].

Статистическая обработка результатов, полученных с помощью этих методов для различных территорий Восточного Забайкалья, позволила получить общие закономерности распределения флюидоносности в кварцах гранитоидов (рис. 2). На территориях, удаленных от каких-либо месторождений, она измеряется величинами $0,05 \div 0,25$, составляя в среднем $0,18 \pm 0,06$ мл/г кварца. С приближением к рудному полю среднее значение возрастает примерно в два раза вследствие появления отдельных проб с высокими значениями V , в то время как нижний предел может оставаться практически на том же уровне. В пределах рудной зоны среднее значение флюидоносности приближается к 1 мл/г. Устойчиво растет и интервал крайних значений, в пределах которого укладываются пробы как с высоким, так и с фоновым значением флюидоносности.

Рис. 2. Изменение флюидности (сплошная линия) и концентрации CO_2 (штриховая) в кварцах гранитоидов Восточного Забайкалья в зависимости от положения по отношению к рудным месторождениям. Жирные линии — средние значения, тонкие — крайние.



Из этих данных следует, что флюидоносность отдельных участков и зон должна рассматриваться как характеристика статистическая и какие-либо надежные выводы нельзя делать по единичным определениям. Она подчеркивает неравномерность проявления тектонической микронарушенности, особенно в пределах рудных полей и месторождений. Однако и на безрудных территориях она не равна нулю, что, видимо, обусловлено региональными тектоническими процессами.

Во всех случаях вблизи месторождений наблюдается отчетливый ореол повышенной флюидоносности, который может рассматриваться как геохимическая аномалия данного свойства по отношению к фону. Они обычно оказываются значительно шире, чем зоны околоврудных изменений, фиксируемые при обычных петрографических наблюдениях, или первичные ореолы элементов индикаторов, охватывая не только узкие участки, где происходило изменение равновесий между раствором и вмещающей породой, но и более обширные области, где флюид был равновесен с вмещающей средой. В крупных месторождениях ширина ореолов повышенной флюидоносности может измеряться несколькими километрами.

Попытки сопоставить распространение флюидных ореолов с тектоническими нарушениями, четко фиксируемыми на геологической карте, не дали значимой корреляции. Отдельные крупные тектонические швы, хорошо фиксируемые по смещениям границ между геологическими телами, могут не сопровождаться повышением флюидоносности, в то время как «тектонически ослабленные зоны», проводимые на карте по серии месторождений и рудопроявлений и не имеющие крупноамплитудных перемещений, часто хорошо фиксируются флюидными ореолами. Видимо, для таких зон более характерны многочисленные малоамплитудные подвижки, приводящие к устойчивому накоплению палеомикротрешин. Это подчеркивает значение ореолов повышенной флюидоносности как важного критерия для выявления потенциально рудоносных тектонических зон и выбраковки «сухих» разломов, мало перспективных в отношении гидротермального оруденения.

Изучение газовой составляющей флюида, выделяющегося при вскрытии включений, показывает, что основным его компонентом является вода. На втором месте по массе стоит углекислота. Из остальных газов, сумма которых обычно не превышает нескольких процентов, наиболее распространены CH_4 и более сложные углеводороды, азот, реже CO и другие газы. Существуют многочисленные и разнообразные методы их анализа [4], однако в практическом отношении наибольшее значение имеют CO_2 и сумма остальных газов. Их массы полезно относить к массе воды или всего флюида, получая, таким образом, концентрацию газового компонента, которая не зависит от количества включений, а характеризует их состав. Это уже совершенно другая характеристика, позволяющая получить новую информацию.

Поскольку концентрация газовых компонентов связана с их парциальным давлением, которое не может быть выше общего давления флюидной системы, она ограничивает нижний предел давлений, а ее изменение может отражать вариации этого параметра.

Общая картина распределения концентраций CO_2 (см. рис. 2) свидетельствует о том, что в безрудных районах Восточного Забайкалья ее содержание в минералообразующих флюидах может колебаться от 2 до более 10, составляя в среднем около 6 М/кг H_2O . Возможно, это реликтовая углекислота, оставшаяся в породах после гранитизации или контаминации более древних карбонатных пород. В зонах повышенной флюидоносности (палеотрешиноватости) наблюдается устойчивое понижение концентрации CO_2 вплоть до полного исчезновения в центральных, наиболее нарушенных частях. Это указывает на то, что зоны нарушений являются в целом областями пониженного давления, т. е. зонами пре-

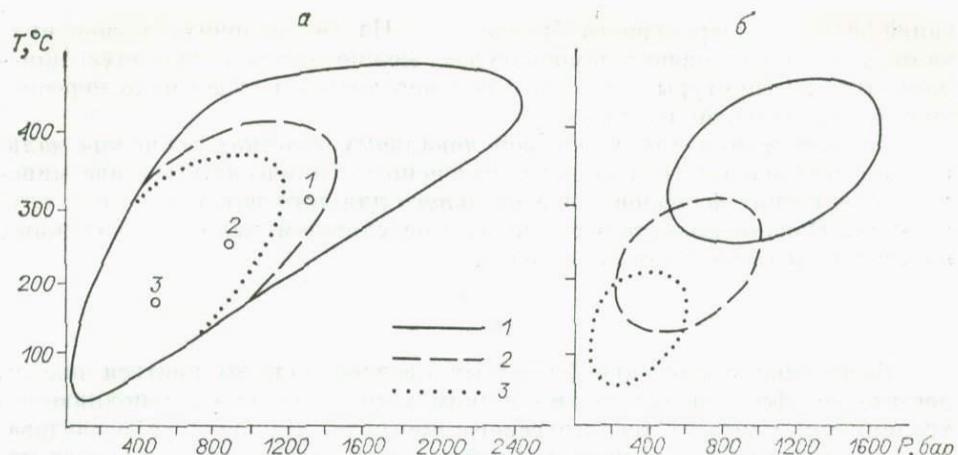


Рис. 3. Значения температуры и давления для жильных кварцев различных месторождений полезных ископаемых Восточного Забайкалья.

1 — редкометалльные; 2 — полиметаллические; 3 — флюоритовые. Точка — средние значения для каждого типа. а — для всех жил; б — для жил продуктивных стадий.

имущественной разгрузки реликтовых флюидов. Однако в некоторых случаях в пробах жильного кварца концентрация CO_2 вновь достигает высоких значений, что, видимо, связано с подтоком углекислых флюидов из больших глубин или с явлениями гетерогенизации растворов и обогащением летучими компонентами верхних частей единой гидротермальной системы.

Сопоставление результатов определения концентрации газовых компонентов флюидов дает возможность получить новые количественные показатели относительной «открытости» геологических структур [3], имеющей прямое отношение к возможной глубине развития оруденения. Чем большей «открытостью» характеризуется та или иная зона нарушений, тем на большей глубине могло происходить контрастное изменение состояния минералообразующих флюидов, а следовательно, и на большей глубине могли формироваться рудные тела. Резкие перепады давления и даже вскипание, характерные для рудных стадий [8], являются одной из основных причин контрастного изменения физико-химических параметров (pH , Eh , C_i) рудообразующих флюидов, приводящих к возникновению эндогенных геохимических барьеров и локальному накоплению рудного вещества [5].

При определении потенциальной рудоносности отдельных зон не безразлично, на какой стадии развития тектонической и термической истории конкретных территорий могли возникать эти контрастные изменения. Для решения этого вопроса могут быть использованы статистические замеры температур гомогенизации включений в жильных и прожилковых кварцах, отобранных на обследуемых территориях [8]. Несмотря на значительные перекрытия, области, ограниченные крайними замерами (рис. 3), и особенно средние значения все же четко различаются между собой. Для температур положение средних точек можно считать достаточно надежным, поскольку объем выборок включает многие сотни единичных определений. Средние давления выведены из значительно меньшего числа наблюдений и пока не являются столь определенными.

Все это может быть использовано для характеристики доминирующих термобарических условий развития конкретных геологических структур, выделенных при картировании ореолов флюидоносности или при других геологических работах. Ясно, что в структурах, где максимум тектонической активности приходится на высокотемпературные периоды термической истории, более вероятно при прочих равных условиях формиро-

вание высокотемпературного оруденения. На территориях, активизированных при более низких температурах, можно ожидать уже иную минерализацию. Структуры с низкой флюидоносностью вообще мало перспективны для дальнейших работ.

На выделенных таким образом локальных участках возможна дальнейшая детализация, связанная с выяснением химического состава минералообразующих флюидов, показательного для того или иного типа оруденения. Однако пока таких данных еще слишком мало для надежных обобщений и обоснованных выводов.

*
* *

Выявление и изучение флюидных ореолов должны явиться новым, достаточно эффективным геохимическим методом поисков, дополняющим традиционные методы геологического прогноза. Дальнейшие исследования в этом направлении позволят найти много нового, оригинального материала по палеогидротермальным системам. Его накопление и обобщение даст возможность лучше понять особенности гидротермального рудообразования, а непосредственное практическое применение облегчит работу геолога-практика, когда ему предстоит сделать выбор и отдать предпочтение тем или иным геологическим структурам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. Методы использования газово-жидких включений при поисках и разведке постмагматических месторождений и слепых рудных тел // Сов. геология.— 1966.— № 9.— С. 77—90.
2. Лемлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов.— М.: Наука, 1973.— 327 с.
3. Лукин Л. И., Вольфсон Ф. И., Королев В. А. и др. Структурные условия эндогенного рудообразования // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений.— М.: Наука, 1978.— С. 5—20.
4. Миронова О. Ф. Состояние методов анализа валового состава газовой фазы включений // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений.— М.: Наука, 1982.— С. 58—64.
5. Наумов Г. Б. Режим эндогенных флюидов и его роль в гидротермальном рудообразовании // Тр. 27 МГК: Тез. докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 11.— С. 215—222.
6. Наумов Г. Б., Миронова О. Ф., Савельева Н. И. и др. Концентрация урана в гидротермальных растворах по данным изучения флюидных включений // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 279.— № 6.— С. 1486—1488.
7. Наумов Г. Б., Салазкин А. И., Миронова О. Ф. и др. Методы изучения флюидных включений при поисках гидротермальных руд.— М.: ГЕОХИ им. В. И. Вернадского, 1983.— 75 с.
8. Наумов Г. Б., Салазкин А. И., Моторина З. М. и др. Состав и свойства рудоносных флюидов гидротермальных месторождений Восточного Забайкалья // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 2.— С. 75—80.

И. С. Ломоносов, Г. П. Королева, Ю. М. Стефанов

ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ В ОБЛАСТЯХ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА

Геохимическими методами поисков, приоритет создания и внедрения которых в практику принадлежит СССР, открыто более 100 промышленных месторождений металлов в Средней Азии, Сибири, Приморье и других районах нашей страны [14]. Наблюдающийся переход в практической геологии преимущественно к поискам скрытых месторождений определяет

все более широкое применение геохимических методов поисков глубоко-залегающих и погребенных под чехлом рыхлых отложений рудных тел, разработку на фундаментальной научной основе их более совершенной технологии, обеспечивающей повышение эффективности, экономию средств на проведение поисковых работ и сокращение сроков выявления и освоения месторождений полезных ископаемых.

Одной из наиболее сложных проблем геохимических поисков остается оценка геохимических аномалий, решение которой невозможно без знания законов миграции элементов в зоне гипергенеза — путей перемещения рудных элементов из горных пород и руд в кору выветривания, континентальные отложения, воду, почвы, растения и т. д. Здесь четко выделяется главная проблема сегодняшнего дня, которую Л. В. Таусон сформулировал следующим образом: «Для создания научных основ геохимических методов поисков месторождений необходимо использование законов рассеяния и концентрирования атомов химических элементов в земной коре, и если законы рассеяния вещества могут быть поняты с позиций геохимической типизации геологических тел, то законы концентрирования вещества раскрываются при анализе физико-химических условий образования геохимических полей концентрирования, формирующихся в ходе эндогенных и экзогенных процессов» [16, с. 93]. К этому следует добавить, что первостепенное значение здесь имеют исследования физико-химической основы этих процессов и, прежде всего, изучение форм нахождения полезных компонентов, условий их концентрирования и перехода в раствор.

Вспомним пророческие слова В. И. Вернадского, который в 1927 г. писал: «Рассеяние элементов получило в нашем веке совершенно неожиданное значение, не только явилось обычным явлением, но должно считаться характерным свойством вещества нашей планеты» [3]. Подсчитано [17], что в континентальной коре в состоянии концентрирования находится лишь один атом из тысячи рассеянных в горных породах. С глубиной и в областях развития океанической коры степень концентрирования еще меньше и в целом по земной коре достигает, вероятно, одного атома на миллион.

При анализе условий распределения концентраций химических элементов в земной коре, считает Л. В. Таусон, наиболее целесообразно использовать понятие о геохимическом поле, под которым понимается «геологически однородное горное пространство, характеризующееся близкими физико-химическими условиями образования минеральных ассоциаций, имеющих сходные парагенезисы и уровни содержания химических элементов. При этом если геохимические поля рассеяния представляют интерес с точки зрения познания закономерностей распределения вещества в земной коре, то геохимические поля концентрирования играют главную роль при установлении закономерностей размещения в континентальной коре месторождений полезных ископаемых и их поисков» [16, с. 9].

В современной поисковой геохимии используются методы, направленные на выявление и оконтуривание как эндогенных геохимических полей концентрирования, так и полей концентрирования, возникших в результате гипергенетических процессов.

С этих позиций области новейшего вулканизма представляют особый интерес как районы современного проявления процессов рассеяния и концентрирования химических элементов. Здесь в недалеком прошлом и на наших глазах в условиях открытых систем эруптивного и постэруптивного процессов на поверхности земли происходит интенсивный газово-водный перенос металлов и их рассеяние, частичное концентрирование и возникновение неравновесных минеральных ассоциаций и метасоматических колонок, в значительной степени отражающих состав минералообразующих газоводных потоков вещества.

Показательны данные о металлоносности экскаваций Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. на Камчатке [2]. Конденсаты БТТИ отбирались при выделении паров воды непосредственно из слабодегазированной жидкой лавы при температуре 950—1135°C, что дает право рассматривать их как магматические воды. По составу это ультракислые (рН 0,25—1,76) высокоминерализованные (до 35 г/л) хлоридные калиево-натриевые растворы с высокими содержаниями фтор- и сульфат-ионов, алюминия, железа, цинка и других металлов. Содержание металлов в конденсатах на несколько порядков выше, чем в вулканических водах другого происхождения, например в фумарольных конденсатах и гидротермах.

Расчет количества металлов, вынесенных в составе экскаваций БТТИ в эруптивную фазу, произведенный с учетом средних значений их содержания в конденсатах магматического пара и количества воды, поступившей в процесс извержения ($1,79 \cdot 10^8$ т), показал различные масштабы выноса породообразующих (Al, Fe, Na, K, Mg, Ca) и летучих (Cl, F, S, B, Br, Sb, As, P) элементов. Масштабы выноса рудных элементов экскавациями БТТИ составляют для Zn — 5900 т, Sb — 2800, As — 1500, Cu — 1100, Pb — 254, Mo — 252 и т. д.

Большой теоретический и практический интерес представляют масштабы выноса и концентрации благородных металлов — золота, серебра и платины, геохимия которых в магматических водах до сих пор не изучена. Показано [6, 7], что при крайне неравномерном распределении содержаний золота в гидротермах областей новейшего вулканизма различных районов мира его среднее содержание составляет 0,43 мкг/л, т. е. более чем на порядок выше кларка пресных вод гидросферы (0,022 мкг/л). При этом если максимальные концентрации золота в гидротермах — 20—28 мкг/л (Узон, кратерное оз. вулкана Семячик, Камчатка), то в магматических водах вулкана Толбачик [2] содержание золота достигает 110 мкг/л [2, 9, 10, 12].

Таким образом, водные флюиды долгоживущих вулканических центров являются одним из основных поставщиков золота и других металлов на протяжении всей истории Земли, определяя, в частности, металлогению Тихоокеанского подвижного пояса, где известны крупные золоторудные месторождения. Это положение согласуется с выводами Л. В. Таусона о длительном процессе выноса золота и других элементов с помощью огромных количеств воды и растворенных в ней кислых компонентов, образовывающихся при ультраметаморфическом преобразовании протокоры основного состава в плагиомигматиты. В результате этого гигантского по масштабам процесса преобразования пород протокоры возникли не только мощные толщи гранитов и гранитогнейсов, но и крупнейшие залежи железа, марганца, никеля, золота и других элементов.

По данным И. А. Меняйлова и др. [2], масштабы выноса благородных металлов в составе экскаваций Толбачинского извержения достигают для Au — 2,5 т и Ag — 0,6 т. Кроме того, в трех пробах конденсатов установлено ураганное от 0,76 до 39,7 мг/л содержание платины. Вероятно, что произведенный расчет баланса вещества дал основание считать вынос отдельных металлов в составе газообразных продуктов БТТИ близким к ежегодному их поступлению в Мировой океан через атмосферу в результате активного вулканизма.

Эруптивный и постэруптивный процессы БТТИ привели к массовому перераспределению металлов исходного базальтового расплава — концентрированию ряда соединений металлов с образованием рудопроявлений и к их рассеиванию в метасоматитах, возгонах, аэрозолях, в воздухе и атмосферных осадках. В случае полного осаждения металлов, вынесенных летучими компонентами только на Втором конусе Северного Провала, по мнению С. И. Набоко и С. Ф. Главатских [10], могло образоваться руд-

Рис. 1. Перераспределение Cu, Zn, Pb, As и Sb между лавой, магматическим газом, аэрозолями, рудопроявлениями и атмосферными осадками в эруптивную и постэруптивную стадии БТТИ [по: 12].

ное месторождение галоидно-сульфатно-окисного состава, обогащенного платиной. Вместо этого образовалось рудопроявление.

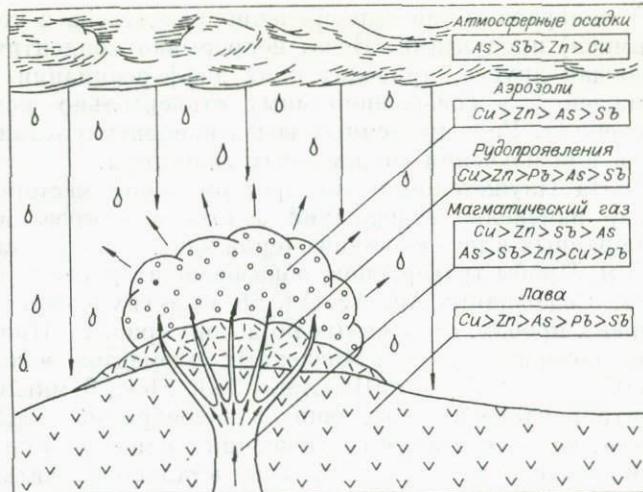
В зоне медной минерализации золото встречено в самородном виде. Золотинки тонкопластинчатого габитуса встречались в тонком окисленном шлаке. Содержание серебра в золотинах не превышает 3%. Установлено, что источником золота, как и других металлов, являются насыщенные галоидами магматические газы с преобладанием хлора, что способствует переносу золота в виде хлоридных комплексов. Среднее содержание золота в газах Северного Прорыва составляет 0,1 мг/м³, серебра — 0,06 мг/м³. За 1,5 года через Второй конус вынесено в летучем состоянии 0,04 т золота и 0,03 т серебра. Очевидно, что высокотемпературный эксклюзационный процесс направлен к обогащению его продуктов золотом и образованию самородного золота.

Основные закономерности рассеяния и концентрирования металлов, выявленные при БТТИ — крупнейшем базальтовом извержении в Курило-Камчатском вулканическом поясе за историческое время и одном из 15 извержений XX в., — объем продуктов которых превысил 1 км³, проиллюстрированы на рис. 1 и отражают общую тенденцию этого процесса в областях новейшего вулканизма. Необходимо отметить, что в вулканических породах Курило-Камчатской провинции содержания золота колеблются от 0,0006 — до 0,0029 г/т [1] и главные группы вулканических пород, выделенные на основе химической количественной классификации (кислые, андезиты и базальты), по содержанию золота не различаются.

В последние годы нами было изучено распределение золота и микроэлементов в неизмененных вулканических породах, гидротермально измененных породах (аргиллизиты) и новообразованиях (травертины, гейзериты и солевые отложения) Южной Камчатки.

Пределы содержаний золота в неизмененных и измененных породах составляют от 0,003 до 0,018 г/т. Интересным представляется повышение содержаний золота в новообразованиях — травертинах, гейзеритах и солевых отложениях — до 0,08; 0,09 и 0,14 г/т соответственно. В измененных породах наблюдаются также повышенные концентрации As, B, Sb, в то время как в неизмененных эти элементы или не обнаружены, или их содержания низки. Одновременно были опробованы природные воды — атмосферные, поверхностные и подземные — термальные. Наиболее высокие содержания Au, Ag, Zn, As, Sb и других элементов отмечены в водах термальных источников. Обогащенность метеогенных вод (снеговая, дождевая) микроэлементами объясняется влиянием Паужетского месторождения парогидротерм.

Система вода — порода в естественных условиях является равновесно-неравновесной: вода неравновесна с первичными (растворяющими



ся) минералами, но одновременно равновесна с вторичными (формирующимиися) продуктами. Вода, непрерывно концентрируя одни элементы и осаждая другие, приводит к их дифференциации и в конечном итоге к осаждению в совершенно иных относительно исходной породы соотношениях. Роль подземных вод в концентрировании элементов отмечается и при изучении современных гидротерм.

На Паужетском парогидротермальном месторождении нами прослежено изменение содержаний золота и микроэлементов в travertинах, отобранных в потоке излива термальной воды из скважины на расстоянии 125 м. Пробы travertинов, образовавших русло потока, отбирались через 25 м. Содержания Au, Ag, As, Sb и других элементов наиболее высоки в первых пробах, отобранных по потоку (рис. 2). При сравнительно невысоких содержаниях перечисленных элементов в воде скважины (Au — 0,007 мкг/л; Ag — 0,01; As — 300; Sb < 6 мкг/л) происходит их концентрирование в осаждающихся новообразованиях. Механизм этого процесса, количественные соотношения элементов в системе вода — порода в данных условиях предстоит еще детально изучить.

На более ранних стадиях геологического развития Южной Камчатки по отношению к современному (поздний миоцен — ранний плиоцен) формирование полей концентрирования рудных элементов приводило к образованию рудных объектов, представляющих практический интерес. Однако поиски их имеют специфические особенности, а определение параметров рудных тел осложняется рядом причин, и прежде всего широким распространением молодых, вплоть до современных, эфузивно-пиокластических и вулканогенно-осадочных образований. В связи с этим важную роль в решении перечисленных задач приобретает применение комплекса геохимических методов поисков по первичным ореолам и потокам рассеяния.

Примером практического применения комплекса геохимических методов поисков являются исследования, проведенные в Паужетском долгоживущем центре эндогенной активности Южной Камчатки. Здесь дистанционными и наземными геолого-структурными исследованиями выявлена крупная, диаметром 18—20 км, вулканотектоническая структура (ВТС) миоцен-раннеплиоценового возраста, приуроченная к зоне сочленения глубинного разлома северо-восточного простирания и кольцевой зоны дизъюнктивных дислокаций, ограничивающей депрессию позднемелового возраста.

Формирование ВТС характеризуется интенсивной магматической деятельностью, которая привела к накоплению мощной, до 800—1000 м, толщи вулканогенно-осадочных (в низах ее) и эфузивно-пиокластических образований с гомодромным развитием последних от базальтов и андезитобазальтов до дацитов и риолитов (рис. 3).

На завершающих стадиях развития структуры (поздний миоцен — ранний плиоцен) наряду с внедрением субвулканических интрузий и даек рогово-обманковых диоритовых порфириров, микродиоритов и андезитов в пространственной ассоциации с ними происходит формирование полей и зон гидротермальныхлитов с эпимертальными рудами. Структур-

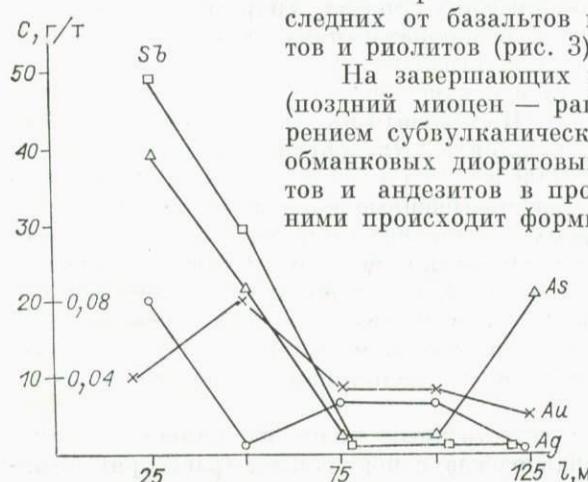


Рис. 2. Изменение содержаний Au, Ag, As и Sb в travertинах по потоку излива термальных вод.

C — содержания микроэлементов в travertинах; l — расстояние от точки излива.

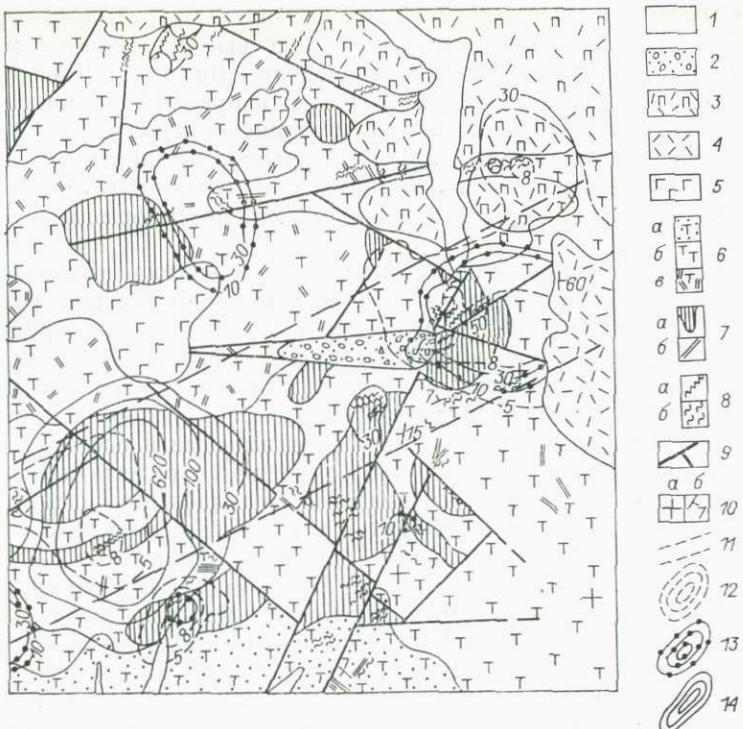


Рис. 3. Схематическая геологическая карта рудопроявления и первичные ореолы рассеяния Au, Ag и As.

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — современные пролювиально-делювиальные образования; 3 — верхнеплейстоценовые пемзово-пирокластические образования; 4 — силлообразные тела риодидов среднеплейстоценового возраста; 5 — плио-плейстоценовые эффузивно-пирокластические образования: лавы, лавобрекчи, туфобрекчи, туфы базальтового состава; 6 — позднемиоцен-раннеплиоценовые эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные образования: а — лавы, лавобрекчи и туфы риодидов, туффиты, туфопесчаники; б — лавы псефитовых туф и туфобрекчи андезито-дацитового и андезитового состава; в — туфоконгломераты, туфобрекчи, туфопесчаники, в верхней части псефитовые туфы андезито-базальтового состава; 7 — интрузии (а) и дайки (б) позднемиоцен-раннеплиоценовых роговообманковых диоритовых порфиритов, микродиоритов и андезитов; 8 — кварцевые, кварц-халцедоновые, кварц-карbonатные и карбонатные жилы (а) и зоны кварцевого прожилкования (б); 9 — основные тектонические нарушения; 10 — элементы залегания пород: а — горизонтальное, б — наклонное; 11 — границы главной рудной зоны; 12—14 — контуры первичных ореолов: 12 — Au (КК 3—5; 5—8; 8—30); 13 — Ag (КК 8—10; 10—30; 30—50); 14 — As (КК 10—30; 30—100; 100—620).

ная позиция рудопроявлений района определяется локализацией их на участках пересечения кольцевых зон тектонических нарушений [15].

Гидротермалиты рудопроявлений представлены метасоматическими низко- и среднетемпературными пропилитами и вторичными кварцитами, а также зонами кварцевого прожилкования и жилами кварц-халцедонового, кварц-карбонатного и карбонатного состава.

Помимо халцедона, кварца и карбонатов в составе рудных тел (жил и зон прожилкования) установлена примесь адуляра, каолинита, серицита и гидрослюд. Текстура жил полосчатая, нередко тонкополосчатая и агатовидная, с фестончатыми изгибами слоев. Образование жил, судя по температурам гомогенизации газово-жидких включений, происходило в интервале 220—370°C. Наиболее широко распространены кварц-халцедоновые и кварцевые жилы мощностью от первых сантиметров до нескольких метров, в целом образующие зону северо-восточного простирания мощностью до 500 м. Судя по преимущественной приуроченности к этой зоне интрузивных тел, последняя отвечает зоне скрытого разлома — радиального элемента ВТС.

Вскрываются рудные тела в единичных естественных обнажениях тальвегов основных водотоков, а 95 % площади рудопроявления закрыто четвертичными почвенно-пирокластическими отложениями мощностью до 60—70 м и задерновано.

Рудопроявления Паужетского поля относятся к золото-серебряной рудной формации полиметаллического, частью селенидного минерального типов. Содержание рудных компонентов в них обычно не превышает 1–2 %, лишь изредка достигая 25–30 %, как правило, на максимальных эрозионных срезах. Оптическими и рентгеноспектральными исследованиями в рудах установлены марказит, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, геассит, борнит, теннантит, энаргит, самородные драгоценные металлы, науманит, клаусталит, виттихенит и гипергенные минералы.

Детальное изучение минералогии руд позволило выявить четкую вертикальную и латеральную зональность в распределении рудных минералов. На самых высоких горизонтах и флангах главной рудной зоны развиты преимущественно марказит, пирит, сфалерит, халькопирит, в меньшей степени арсенопирит и галенит, причем содержание марказита достигает 50–60 % от общей массы рудных минералов. С увеличением глубины эрозионного среза и по мере приближения к осевой части главной рудной зоны в составе руд резко сокращается содержание марказита при том же превалирующем содержании дисульфидов железа. Наряду с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом в рудной ассоциации равноправными членами становятся гессит и самородные металлы. На самых глубоких горизонтах в составе руд появляются борнит, блеклые руды, энаргит, селениды свинца и серебра и висмутиды меди.

Анализ распределения содержаний благородных металлов в рудах проявления показывает, что в целом по площади количество их возрастает в латеральном направлении от флангов к осевой части главной рудной зоны, а по вертикали с глубиной. Намечается, таким образом, прямая корреляция между концентрациями в рудах благородных металлов и отношением содержаний в них пирита и марказита.

Известно, что образование пирита происходит из слабощелочных — нейтральных растворов, марказит же образуется в слабокислой — нейтральной среде. Смена в составе рудной ассоциации пирита марказитом отвечает интервалу перехода pH гидротермальных растворов от щелочных к кислым. Последнее, видимо, и способствует концентрированию благородных металлов именно в этом интервале.

Выявление таких перспективных участков, учитывая сплошную заlesенность площади рудопроявления и значительную мощность современных почвенно-пирокластических отложений, малоэффективно существующими методами геологического картирования.

С целью обнаружения в пределах рудопроявления тел с повышенными концентрациями полезных компонентов и выяснения характера распределения последних в предполагаемой главной рудной зоне был использован комплекс поисковых геохимических методов: изучение первичных ореолов и потоков рассеяния элементов, а также шлиховое опробование аллювиальных отложений. Содержание золота определяли атомно-абсорбционным методом, а гранулометрический состав золотин — спектральным методом [4]. Остальные элементы определяли спектральным приближенно-количественным анализом, в водах — с предварительным концентрированием по методу ТПИ.

Анализ распределения золота в гидротермалах рудопроявления (метасоматитах и жилах) свидетельствует о повышении концентраций его в целом по площади от флангов к осевой части главной рудной зоны и с глубиной.

Обработка геохимических данных по первичным ореолам рассеяния методом многомерных полей показала, что наиболее информативным является характер распределения золота, серебра и мышьяка, отличающихся высокими коэффициентами контрастности (КК). Видно (см. рис. 3), что участок с максимальными содержаниями золота в рудах характеризуется как наиболее высокими КК (до 30), так и наибольшей площадью

ореола рассеяния. Пространственно к нему приурочен ореол рассеяния серебра со значениями КК до 50. На более высоких гипсометрических отметках площадь ореолов золота и серебра в пределах главной рудной зоны сокращается, снижаются КК этих элементов (до 8 и 10 соответственно). Ореолы рассеяния мышьяка с высокими КК (до 620) приурочены к максимальным высотным отметкам и характеризуют верхнюю часть рудной зоны.

Таким образом, первичные ореолы наиболее информативных элементов — серебра и мышьяка — развиваются на высоту по меньшей мере 400—600 м над зонами максимального обогащения золотом, что представляет несомненный интерес при поисках скрытого оруденения.

Шлиховое опробование аллювиальных отложений проводили на стандартном лотке сибирского типа, объем пробы 0,02—0,04 м³, промывку вели до серого шлиха. Минералогическим анализом шлиховых проб золото в аллювиальных отложениях водотоков рудопроявления не обнаружено. Как показал опыт применения шлихового метода поисков коренных источников золота в миоценовых образованиях Камчатки, данное обстоятельство закономерно. Обусловлено оно, видимо, чрезвычайно малыми размерами золотин в миоценовых рудопроявлениях и месторождениях региона: по данным спектрального анализа проб размер золотин в рудах варьирует от 2,5 до 10 мкм, составляя в среднем 5—6 мкм. Другой причиной отсутствия золота в шлиховых пробах является, видимо, высокая прочность материала рудных тел, в составе которых, как указывалось выше, большая роль принадлежит халцедону, что препятствует разрушению жильного материала в экзогенных условиях и освобождению из него золота.

Эффективность использования литогеохимического метода поисков коренных источников золота по потокам рассеяния подтверждается всем опытом применения его в таежных районах Сибири и Дальнего Востока. Содержания золота в илистой фракции донных отложений варьируют обычно от 0,00n г/т до n г/т, достигая максимальных значений в непосредственной близости от рудного источника.

Однако опыт применения этого метода в условиях Южной Камчатки показал его низкую информативность. Хотя содержание золота в илистой фракции донных отложений водотоков рудопроявлений и возрастает по направлению к главной рудной зоне, концентрации золота находятся на уровне кларковых (тысячные доли г/т), лишь изредка достигая 0,01 г/т. Причина столь низкого уровня концентрирования золота в отложениях русловых потоков обусловлена спецификой физико-химических условий формирования этих отложений. Как было показано исследованиями А. И. Митрофанова и др. [8], при оттаивании систем, содержащих воду и твердую фазу с сорбированным на ней золотом, резко возрастает десорбция золота с твердой фазы, что, видимо, обусловлено аномальными свойствами талой воды [11, 13]. Питание водотоков в пределах региона осуществляется в силу значительного количества твердых атмосферных осадков (до 2000 мм/год) преимущественно талыми водами на протяжении практически всего летнего периода. Это и обуславливает десорбцию золота с поверхности минеральных частиц донных отложений и, как следствие, низкие содержания золота в них.

Таким образом, основным транспортным агентом золота в зоне гипергенеза в регионе выступают водные потоки. Действительно, анализ распределения золота в водах показывает, что концентрации его по мере приближения к главной рудной зоне возрастают до максимальных (0,026 мкг/л). Распределение повышенных содержаний золота в водах по площади рудопроявлений пространственно отвечает простиранию главной рудной зоны. Гипсометрически выше последней содержание золота в водах резко падает (до 0,002 мкг/л), а в водах бассейна аккумуляции (озеро) не превышает 0,006 мкг/л.

Анализ результатов геохимических поисков в специфически поисковых условиях вулканотектонической структуры миоценового возраста, перекрытой мощной толщей современных пирокластических отложений, показал, что из всего комплекса примененных методов наиболее информативными оказались первичные ореолы измененных окологильных пород вскрытых в тальвегах долин и водные потоки рассеяния. Этими методами четко устанавливается возрастание содержаний рудных элементов, в частности золота, по мере приближения к рудным телам. В то же время в литогеохимических потоках рассеяния и при шлиховом опробовании золото практически не обнаружено, эти методы при поисках золоторудных месторождений в данных условиях малоинформативны.

На площадях активной фумарольной деятельности Южной Камчатки повышенные концентрации золота и других рудных элементов выявлены в современных отложениях термальных источников и фумарол, что характеризует области новейшего вулканизма как наиболее перспективные для изучения процессов современного рассеяния и концентрирования рудного вещества в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аношин Г. Н. Золото в магматических горных породах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 206 с.— (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 289).
2. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка 1975—1976.— М.: Наука, 1984.— 637 с.
3. Вернадский В. И. О рассеянии химических элементов.— Отчет о деятельности АН СССР за 1926 г.— Л., 1927.— 15 с.
4. Гапон А. Е., Прокопчук С. И. Сцинтилляционный метод анализа на золото и его использование при геохимических поисках // Геохимические методы поисков в северных районах Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 166—170.
5. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки.— М.: Наука, 1980.— 170 с.
6. Ломоносов И. С., Гапон А. Е., Дмитриев С. Н. и др. Повышение эффективности гидрохимических методов поисков золота.— Дубна, 1985.— 16 с.— Препринт ОИЯИ.
7. Ломоносов И. С., Кустов Ю. И. Золото и серебро в минеральных водах Сибири // Геология и геофизика.— 1985.— № 12.— С. 50—55.
8. Митрофанов А. И., Погребняк Ю. Ф., Королева Г. П. О возможном влиянии криогенных процессов на перераспределение золота в россыпях // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 260, № 1.— С. 202—205.
9. Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности.— М.: Наука, 1980.— 198 с.
10. Набоко С. И., Главатских С. Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование.— М.: Наука, 1983.— 162 с.
11. Никитин И. К., Марченко А. Г., Тимахович А. М. Талая вода // Гидромеханика.— 1968.— № 5.— С. 148—153.
12. Пампуря В. Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 151 с.
13. Сикорский Ю. А., Вертечная Г. И., Красильников М. Г. Физические свойства талой воды // Изв. вузов. Физика.— 1959.— № 3.— С. 12—15.
14. Соловьев А. П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1985.— 294 с.
15. Стефанов Ю. М., Литасов Н. Е. Металлогенез Паужетского долгоживущего вулканического центра (Южная Камчатка) // Вулканические центры, их строение, петрология и полезные ископаемые.— Петропавловск-Камчатский, 1985.— Вып. 2.— С. 90—92.
16. Таусон Л. В. Современные проблемы геохимии.— Вестн. АН СССР.— 1983.— № 5.— С. 89—96.
17. Таусон Л. В. Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 5—18.
18. Gottfried D., Rowe J. J., Tilling R. L. Distribution of gold in igneous rocks // Geol. Surv. Prof. Paper.— 1972.— Vol. 727.— 42 p.

КРУПНОМАСШТАБНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Крупномасштабное прогнозирование осуществляется в пределах рудных полей и месторождений в масштабах 1 : 10 000—1 : 200 на основе геолого-структурных, геофизических и геохимических съемок и составления структурно-геохимических карт и объемных моделей с использованием ЭВМ [1].

Главные задачи крупномасштабного прогнозирования и степень их разработки обсуждены в работах [2, 3]. Рассмотренные в них положения проиллюстрированы на примере изучения месторождения, представленного субгоризонтальной рудной залежью.

Рудный район расположен в зоне мезозойской тектономагматической активизации, в борту крупной депрессии, и представлен вулканотектонической структурой, фундаментом и обрамлением которой являются позднеюрские и раннемеловые терригенные образования. Месторождение приурочено к позднемеловой палеовулканической постройке третьего порядка, возникшей в пределах гранитоидного массива. Структура рудного поля обусловлена сочетанием двух типов разрывных нарушений — ранних субгоризонтальных, возникших в гранитоидном массиве в процессе его становления, и поздних радиальных и кольцевых, унаследовавших общий план вулканической постройки. Прогнозная оценка рудного поля (крупномасштабное прогнозирование) осуществлялась авторами путем изучения первичных ореолов на основе картировочного бурения в масштабе 1 : 10 000. Анализmono- и полиэлементных геохимических карт с учетом геологических особенностей позволил выявить генетически различные первичные ореолы, как правило, пространственно разобщенные и соответствующие трем разновременным формационным типам геохимических полей (рис. 1).

Выявленные особенности состава и строения эндогенных ореолов позволяют считать потенциально перспективными на обнаружение промышленной минерализации геохимические поля кольцеобразной морфологии с Au — Ag — As — Sb ассоциацией. Они пространственно связаны с вулканическими постройками, располагаясь в пределах полосы слабо-контрастных ореолов Sn, Ag, As, Cu, Pb, протягивающейся вдоль периферической части купольной структуры — экзо- и эндоконтакта гранитоидного массива.

Локальное прогнозирование осуществлялось путем построения структурно-геохимической карты и объемных геолого-геохимических моделей методом вертикальных и горизонтальных сечений. На структурно-геохимической карте месторождения, отражающей распределение ассоциаций продуктивностей элементов, суммарно по всей мощности залежи спроектированных на горизонтальную проекцию, видно, что залежь вытягивается в северо-восточном направлении и на северо-западе и юго-востоке не оконтурена. По ассоциациям продуктивностей фиксируется обратная латеральная зональность по отношению к палеовулкану (рис. 2, линия АБ), выражаясь в смене преобладающих висмут-молибденовых (блок VI) на серебряно-золотые (блок I) и золото-мышьяк-сульфидные (блок IV) ассоциации. Линии минимальных значений отношения Ag/Au выразительно подчеркивают радиальную и кольцевую ориентировку структур и предполагаемые направления движения гидротермальных растворов. Эти линии располагаются по обеим сторонам положительных тектонических структур, что свидетельствует о приуроченности оруденения не к сводовым частям, а к их крыльям.

Рассмотрим геохимические особенности рудной залежи в разрезе по указанному выше радиальному профилю (рис. 3). Волнообразная

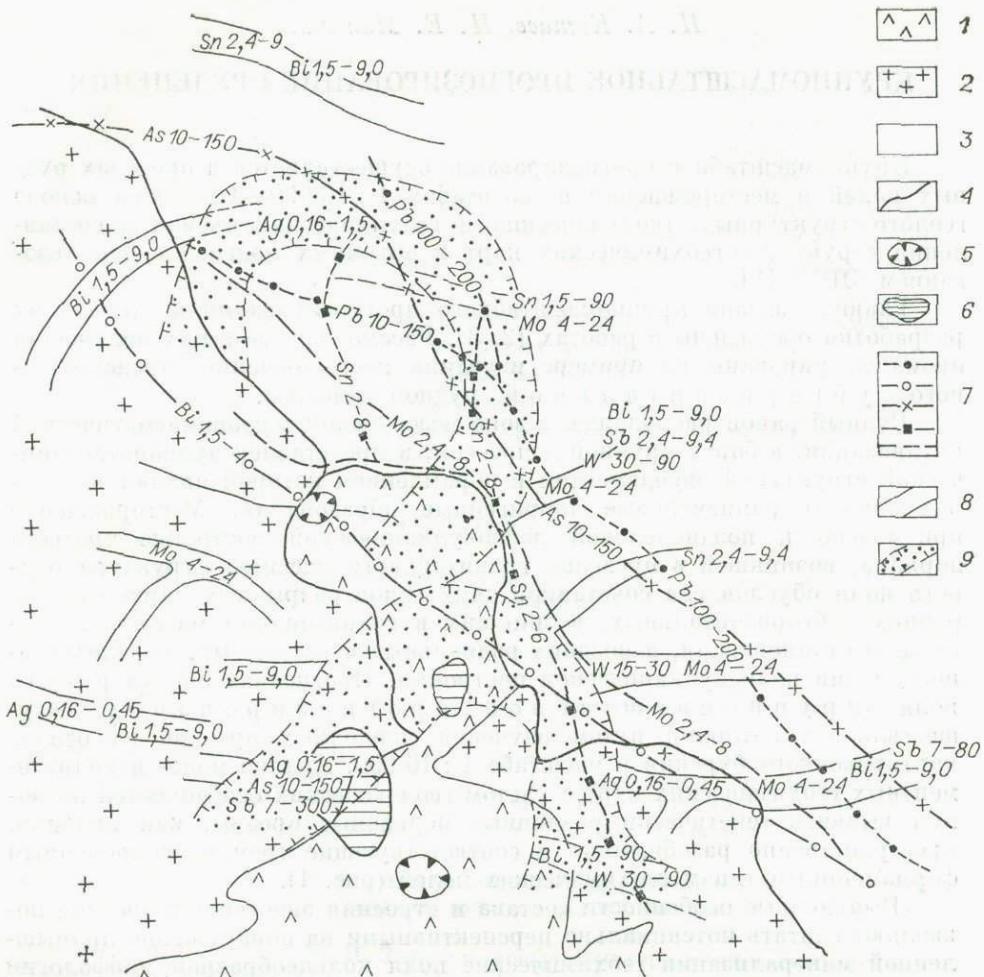
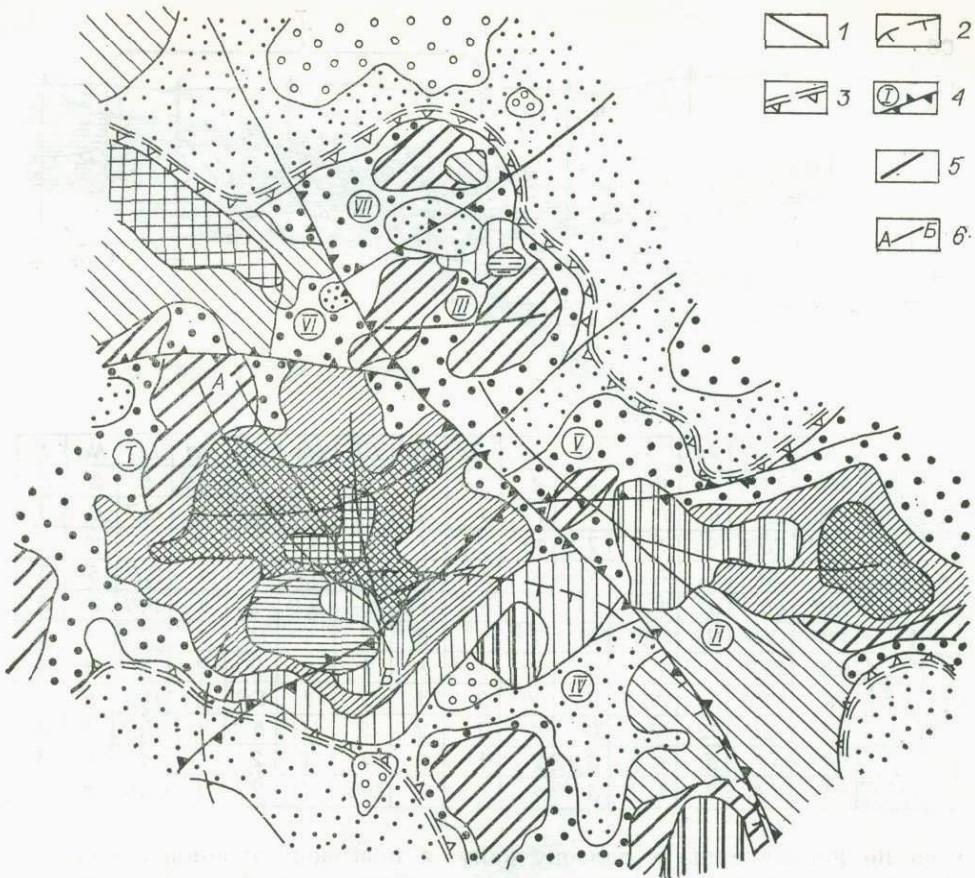


Рис. 1. Схема формирования геохимических полей.

1 — меловые вулканогенные образования; 2 — раннемеловые граниты, гранодиориты; 3 — верхненюрские песчанники, алевролиты; 4 — геологические границы; 5 — жерла палеовулканов; 6 — контуры рудной залежи в проекции на горизонтальную плоскость. Геохимические поля различных уровней концентрирования и генетической принадлежности: 7 — слабоконтрастные площадные ореолы As, Pb, Sn, Mo, Bi, обусловленные формированием массива гранитондов (осевые линии максимальных содержаний элементов, г/т); 8 — слабо- и среднеконтрастные ореолы элементов предгруппового этапа минерализации (символы ведущих элементов и их содержания, г/т); 9 — высококонтрастные геохимические поля, обусловленные близповерхностным оруднением (символы ведущих элементов и их содержания, г/т).

пластовая залежь приурочена к висячему боку силла дацитов и в некоторых частях перекрывается вулканогенными образованиями. Внутреннее ее строение определяется наличием серии разрозненных «пустых» монокварцевых жилообразных тел и наложенных продуктивных зон прожилкового и метасоматического окварцевания. Монокварцевые тела располагаются преимущественно в головках промышленных частей залежи (по ходу предполагаемого направления движения гидротерм) или в висячем и лежачем боках. В связи с этим четко выраженных морфологических форм, а также других геологических и геофизических критериев для выделения и оконтуривания промышленных частей залежи не имеется.

В составе залежи выделяются кварц-хлорит-гематитовая, золото-кварцевая, кварц-карбонат-сульфидная и кварц-карбонатная минеральные ассоциации. Рудная зона отчетливо фиксируется повышенными со-

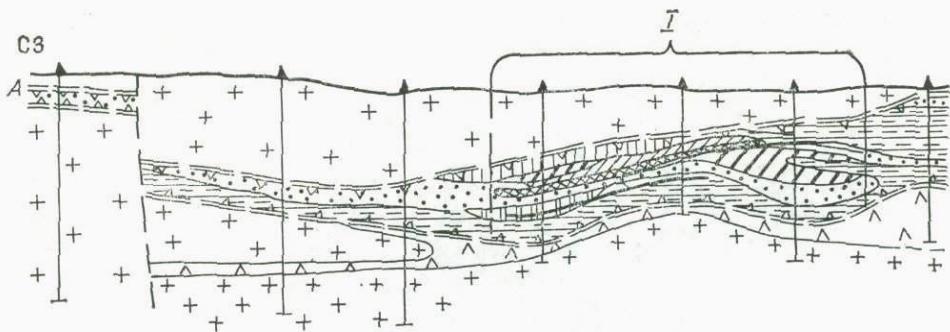


Nn/n	Au	Ag	As	Sb	W	Bi	Zn	Cu	Pb	Mo
1	1528	130	147	29	171	2	72	27	16	14
2	245	55	237	455	19	4	159	21	37	15
3	226	24	125	19	67	3	73	23	13	14
4	127	23	363	174	61	8	202	23	18	13
5	82	17	94	14	44	4	47	21	16	8
6	52	16	21	15	42	15	67	21	20	29
7	38	15	27	9	35	6	37	18	12	12
8	33	24	23	13	34	69	53	27	27	37
9	28	5	16	7	25	129	23	11	26	35
10	24	9	20	5	47	4	70	25	316	66
11	12	6	8	5	19	5	21	9	8	7
12	11	6	55	8	23	3	61	7	34	15
13	2	3	4	2	10	1	111	25	7	5
14	2	3	2	2	14	3	21	4	5	3

Рис. 2. Структурно-геохимическая карта месторождения (горизонтальная проекция ассоциаций продуктивностей рудогенной группы элементов).

1 — разломы; 2 — внешний контур вулканоструктуры; 3 — контуры рудного поля, выделенные аномальными ассоциациями продуктивностей элементов; 4 — границы блоков и их номера; 5 — линии минимальных значений отношения Ag/Au; 6 — линии радиального разреза. В таблице — ассоциации продуктивностей элементов и условные коэффициенты контрастности продуктивностей.

держаниями Au, Ag, As, Sb, W, Pb и Bi. При этом слабоконтрастные ореолы свинца и висмута трассируют центральную часть зоны, а ореолы серебра, мышьяка, отчасти сурьмы, охватывают всю зону с выходом в надрудную часть. Контрастность и мощность ореолов Ag, As, Sb увеличива-



<i>N^o/m</i>	Au	Ag	As	Sb	W	Bi	Zn	Cu	Pb	Mo	Hg	Ba	Li	Na	K
1	588	3750	4	158	9	4	0,8	2	2	1	4	0,5	5	2	2
2	406	65	6	1	5	1	1	2	1	0,6	2	1	0,7	6	3
3	284	209	6	1	7	10	2	1	1	1	8	1	1	10	3
4	195	53	5	1	10	2	1	2	1	0,7	2	1	0,5	5	3
5	155	66	6	1	67	1	3	5	2	0,8	2	1	0,8	6	3
6	111	269	29	357	12	7	1	2	2	1	14	1	1	4	3
7	106	257	6	1	3	2	1	1	1	1	2	2	1	4	3
8	94	221	33	1125	2	14	2	3	2	1	66	2	0,3	5	4
9	87	126	12	122	11	4	2	2	2	1	5	1	0,7	7	3
10	74	54	5	1	3	2	1	1	1	1	2	1	1	5	3
11	63	44	7	1	3	1	1	1	0,5	1	2	1	0,5	5	3

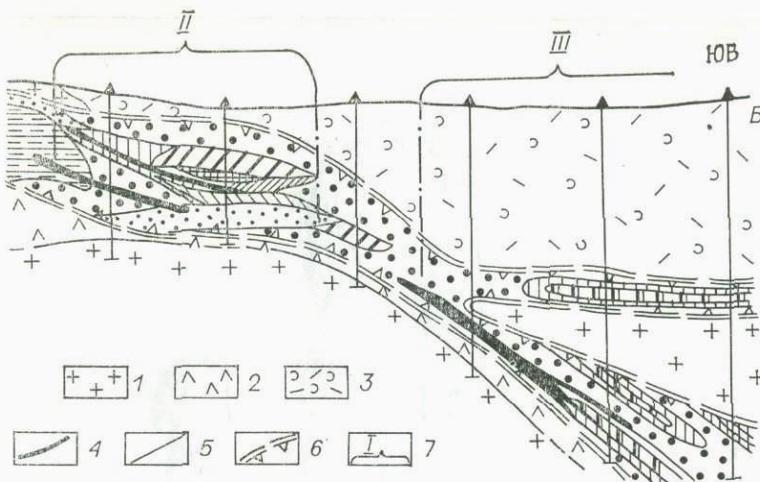
ется по направлению к палеовулкану, а повышенные концентрации W образуют пятна на выклинивании обогащенных частей рудной зоны по оси предполагаемого движения гидротерм.

Повышенные концентрации Ba, Cr, Zr, V, Na и K в виде полос располагаются над рудной зоной. В районе палеоструктуры увеличивается мощность ореолов с повышенными содержаниями Hg, Cr, V, K, Na. В целом в направлении с севера в сторону палеовулкана происходит смена ассоциаций: Au с Ag, W, Sb, Bi → W, Mo с Pb и Zn → , Au, Ag → Ag, Au с Sb → Au, Sb. Фиксируется эшелонированный характер распределения ассоциаций элементов, сопутствующих золотому оруденению каждого рудного тела (столба). В целом намечается резкое различие элементного состава ореолов южной части разреза ближе к палеовулкану от северной. Вертикальная зональность выражается сменой высоко- и среднеконтрастных Hg — Au — Ag — Na и Au — Ag — Sb ассоциаций с повышенными содержаниями Ba и Cr в висячем боку залежи на Ag — Au — в центре и средне-слабоконтрастные — Au — Ag и Bi — Mo — W — Na ассоциации в лежачем боку.

Геохимические особенности месторождения видны на модели, построенной по серии вертикальных сечений, располагающихся вкрест описанному выше радиальному профилю (рис. 4). Анализ ассоциаций

Р и с. 4. Объемная геохимическая модель месторождения (по вертикальным сечениям).

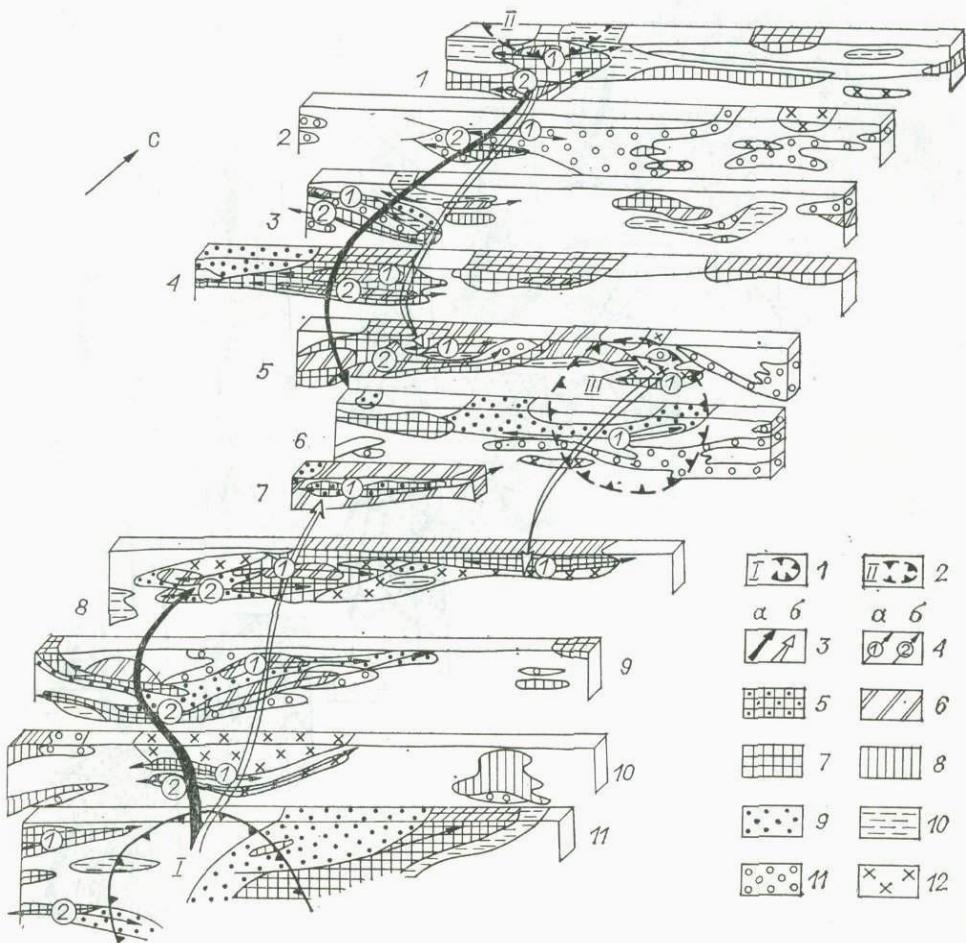
Местоположение палеовулканов: 1 — установленных; 2 — предполагаемых по геохимическим и геофизическим данным. Направления движения гидротермальных растворов: 3 — главные (радиальные) нижних (а) и верхних (б) горизонтов залежи; 4 — второстепенные (по колышевым структурам) нижней (а) и верхней (б) струи; ассоциации элементов (в числителе — элементы, в знаменателе — КК): 5 — Au — Ag — Sb — W — As; 6 — Au — Ag — W — Sb — Bi — As; 7 — Au — Ag — W — Sb — Bi — As; 8 — Au — Ag — W — Sb — Bi — As; 9 — Au — Ag — W — Sb — Bi — As; 10 — Au — Ag — Pb — Zn — Sn — Mo — Sb — Au — Ag — Pb; 11 — Au — Ag — Pb — Zn — Sn — Mo — Sb — Au — Ag — Pb; 12 — Pb — Zn — Sn — Mo — Sb — Au — Ag — Pb.

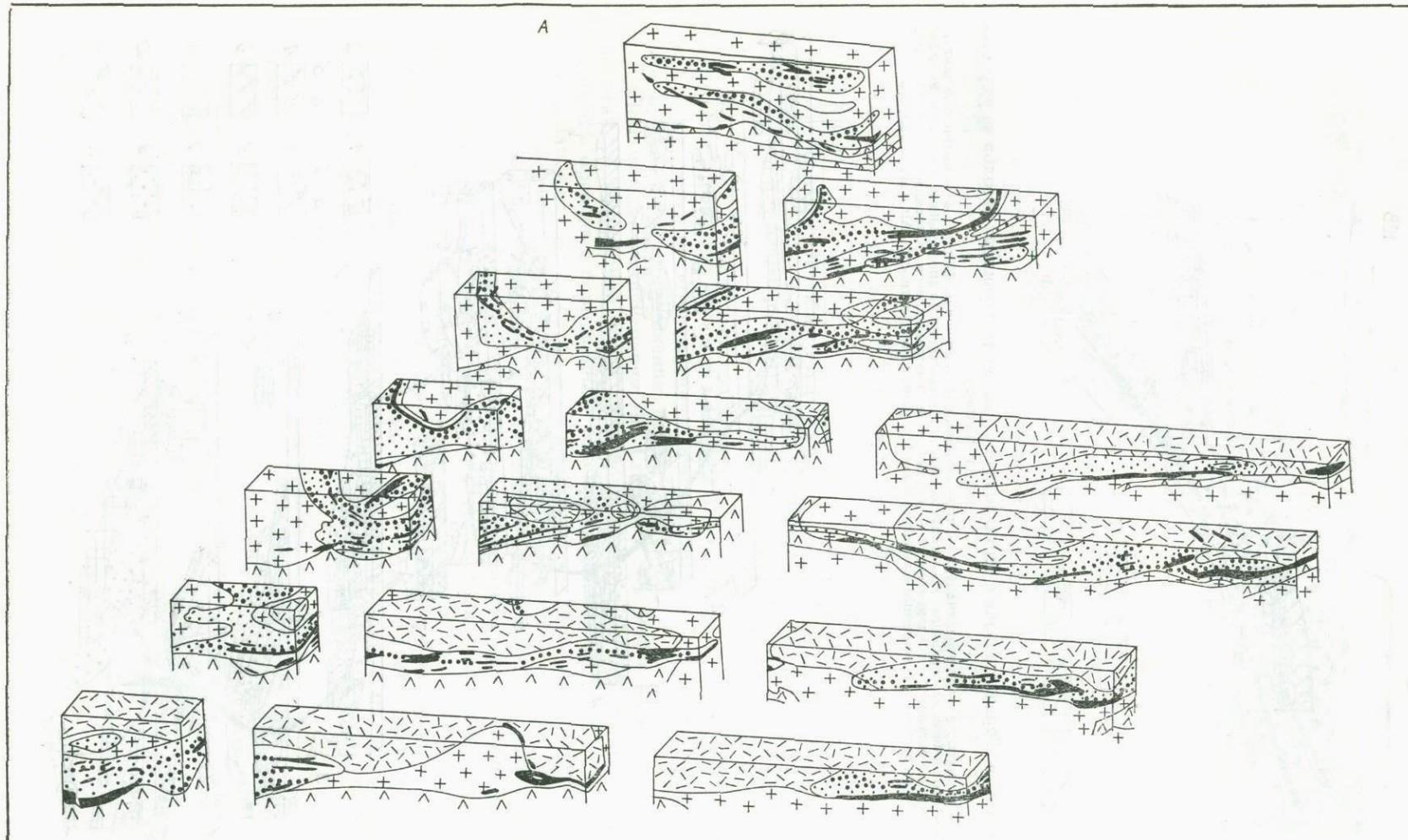


Р и с. 3. Горизонтальная и вертикальная зональность первичных ореолов по радиальному разрезу.

1 — граниты; 2 — дациты (силлы); 3 — липарито-дациты (покровная фация); 4 — кварцевые жилы; 5 — геологические границы; 6 — контуры залежи, выделенной по аномальным значениям коэффициентов контрастности элементов; 7 — рудные тела, различающиеся условиями рудоотложения.

В таблице — ассоциации элементов и коэффициенты контрастности, Au и Ag в усл. ед.





1 2 3

4 5

6

Б

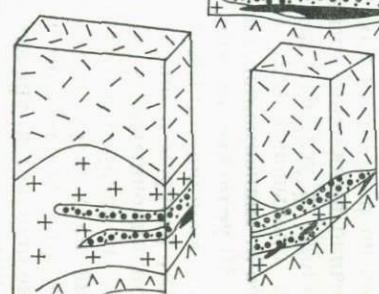
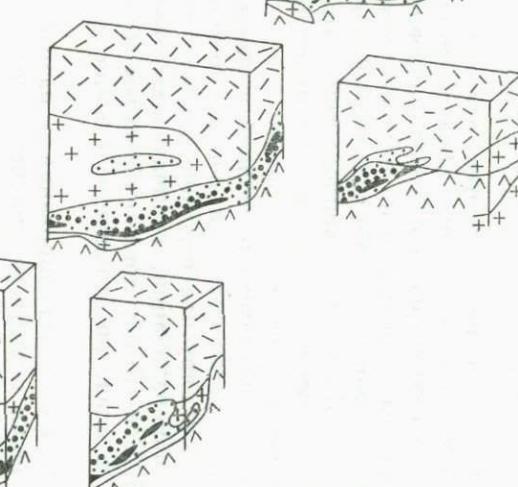
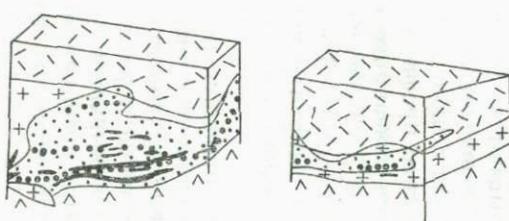


Рис. 5. Геолого-геохимическая блок-диаграмма месторождения (А — северной части, Б — южной).

1 — гранитоиды; 2 — вулканогенные образования; 3 — силлы дактилов; 4 — монокварцевые образования; 5 — геологические границы; 6 — контуры зоны, выделенные по геохимическим параметрам (оптимально-аномальным содержаниям золота, серебра и отношения Ag/Au), крупными точками показаны линии обогащенных струй.

элементов позволил выделить четыре типа ореолов, отражающих различный состав рудных тел. На севере (профиль 1) видно проявление верхнего и нижнего горизонтов, фиксирующихся в ореолах повышенными содержаниями золота с присутствием Ag, W, Sb, Bi. По простиранию к северу состав этих горизонтальных зон изменяется и становится вначале существенно сурьмяно-висмутовым, а затем висмут-молибденовым; в южном направлении (до профиля 3) в составе ореолов увеличиваются концентрации W, Mo и Pb, Zn. Для второго участка минерализации (профили 3—5) типичны практически чисто серебряно-золотые ассоциации.

Морфология и состав ореолов на этих участках указывают на постепенное их погружение в северном направлении. Это подтверждает предположение, основанное на данных изучения геохимических полей по поверхности коренных пород (см. рис. 1), о наличии севернее профиля 1 второй палеовулканической постройки и пространственно связанного с ней оруденения. Третий центр минерализации (профили 7—9) фиксируется золотосеребряными и золотосурьмяными ассоциациями. Здесь отчетливо видно также двухъярусное строение ореолов и выкручивание залежи к югу от профиля 7, по направлению к жерлу южного палеовулкана.

Особенностью является также обрезание ореолов продуктивных ассоциаций в лежачем боку залежи, главным образом по границе кровли силла дацитов — нижнего структурного фактора контроля оруденения.

Четвертый центр минерализации фиксируется обособленно и располагается восточнее рассмотренных, на профилях 5—8. Он выражен серебряно-золотыми с W, Sb, Bi, а также свинцово-цинковыми ассоциациями. Морфология и состав ореолов указывают на наличие здесь своего центра поступления гидротермальных растворов.

Таким образом, построение модели позволило выявить внутреннюю структуру месторождения, установить три центра поступления гидротермальных растворов, двухъярусное строение залежи, четыре участка наиболее обогащенной минерализации, отличающихся характером геохимических ассоциаций. Все это обусловило «ложную» обратную зональность залежи в целом, в плане по отношению к южному палеовулкану (см. рис. 2).

Задача детального прогнозирования — разработка геохимических критериев выделения и дифференциации рудных тел по степени золотоносности. С этой целью на основе объемной модели, построенной по горизонтальным сечениям, сделан расчет прогнозных ресурсов металлов по различным классам содержаний начиная от кларковых, что обеспечило выявление истинных ресурсов металлов и их структуры. Ресурсы золота (в усл. ед.) на каждом горизонте с «ореольными» содержаниями не превышают 0,2, «некондиционными» — 0,8, «кондиционными» — более 8, «максимальными» — до 6. Если суммарные ресурсы золота принять за 10 условных единиц, то «ореольные» составят 1,5, «некондиционные» — 2,8, «кондиционные» — 4,1, «максимальные» — 1,7 усл. ед. Таким образом, ресурсы с «ореольными» содержаниями составляют лишь 15%, «некондиционными» — 50% от промышленных.

В распределении ресурсов золота с различными классами содержаний на каждом горизонте месторождения фиксируются три уровня, на которых происходит изгиб (инверсия) кривых. На первом снизу резко увеличивается значение «некондиционных» ресурсов, на втором — значение ресурсов с «кондиционными» содержаниями, на третьем — значение ресурсов с максимальными содержаниями. Отсюда следует, что геохимические параметры нижнего уровня можно принять за критерии выделения рудной зоны, когда содержание золота достигло определенного значения кларков концентраций. Аналогичные данные были получены для ресурсов элементов-спутников золота: Ag, As, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn.

Симбатный характер кривых ресурсов золота и элементов-спутников может указывать на их тесный парагенезис. По выборкам проб из трех рудных тел с различными классами содержаний золота установлено, что наиболее тесными корреляционными связями обладают золото и серебро. Устойчивые связи золота фиксируются в одном рудном теле с Ag и Sb, в другом — с Ag и W, в третьем — с Ag, As и Sb или с Ag, Cu, Zn, Pb, Mo.

Характер изменения ресурсов золота с различными классами содержаний и элементов-спутников на различных горизонтах по глубине месторождения позволяет сделать следующие выводы: 1) распределение основной массы золота в пределах рудной зоны подчиняется логнормальному закону, а ореольные содержания образуют сильную левую асимметрию; 2) границу рудной зоны можно выделять по оптимально-аномальным содержаниям золота, серебра и отношению Ag/Au, свойственным для нижнего уровня инверсии кривой «некондиционных» ресурсов; 3) поиски и прогноз промышленного оруденения можно ожидать лишь внутри контуров ореолов с оптимально-аномальными содержаниями золота, серебра и значениями Ag/Au; 4) значительные общие ресурсы элементов-спутников золота свидетельствуют о необходимости рассмотрения вопроса попутного их извлечения. Кроме того, необходима борьба за улучшение технологии извлечения металла с вовлечением руд с оптимально-аномальными содержаниями, ресурсы которых составляют 50% от «кондиционных» запасов.

Завершающим этапом детального прогнозирования явилось построение геолого-геохимической блок-диаграммы, на которую вынесены рудные зоны, оконтуренные по выявленным критериям (рис. 5). Эта диаграмма дает полное представление о характере и морфологии залежи в целом и рудных тел в частности и основание для прогноза оруденения на флангах и глубину.

Геохимические методы изучения и оценки рудных полей и месторождений (разведочная и эксплуатационная геохимия) должны занять подобающее место в комплексе геолого-разведочных работ, к чему постоянно призывает геологическую службу инициатор этой проблемы академик Л. В. Таусон.

ЛИТЕРАТУРА

1. Китаев Н. А., Евдокимова В. Н., Чумакин В. Н. Построение эмпирических моделей зональности рудных тел и их ореолов // Математическая обработка данных в поисковой геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 115—131.
2. Китаев Н. А., Малымин Н. Е. Проблемы крупномасштабного прогнозирования с использованием ЭВМ // Повышение эффективности геохимических методов поисков в таежных районах: Тез. докл. 8-й сессии Сиб. отд-ния СГПМ.— Иркутск, 1986.— С. 27—32.
3. Китаев Н. А., Богатырев П. В. О количественной оценке геохимических полей // Математическая обработка геохимических данных.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 75—84.

ВОПРОСЫ БИОГЕОХИМИИ

A. N. Сутурин, Н. К. Кочнев

АГРОГЕОХИМИЯ — НОВЫЙ РАЗДЕЛ БИОГЕОХИМИИ

Выяснение важнейшей роли живого вещества в формировании лика Земли привело В. И. Вернадского к созданию большой отрасли геохимии — биогеохимии. Прошедшие с тех пор десятилетия не только не преуменьшили значение биогеохимии, но и сделали ее одной из главных наук, изучающих современные тенденции развития биосфера. По определению В. И. Вернадского, биогеохимия изучается в трех аспектах: с биологической стороны — это познание явлений жизни; с геологической стороны — познание среды жизни, т. е. биосферы; с прикладной точки зрения — это биологическая роль человечества [1]. Развитие представлений В. И. Вернадского определяет три главных раздела биогеохимии: геохимия палеобиогенных процессов, эволюционная биогеохимия среды, геохимия антропогенеза (рис. 1).

Геохимия антропогенеза состоит по меньшей мере из трех частей: экогеохимии, занимающейся геохимическим мониторингом окружающей среды, выявлением изменений геохимического фона биосферы и его влияния на природную среду и, в частности, на человека; геохимии техногенеза, основная роль которой в выявлении тех сфер техногенной деятельности человека, которые выпадают из биогенного круговорота природы, и поиск путей исправления техногенного дисбаланса элементов. Это утилизация и консервация отходов производства, создание замкнутых циклов, моделирование новых безотходных технологий; агрогеохимия предполагает новые пути повышения плодородия почв, не нарушающие необходимый для человечества и биосфера в целом геохимический фон.

Академик Л. В. Таусон [2] выделил среди современных биогеохимических проблем две главные: охрана окружающей среды и повышение



Рис. 1. Главные разделы биогеохимии.

продуктивности биосфера. На всех уровнях исследований биологических процессов [9] — почвенном, биогеоценотическом, витасферном и биосферном — геохимия играет важную роль связующего звена между биогенной и косной субстанциями.

Агрогеохимия — это новый раздел биогеохимии, изучающий миграцию и распределение макро- и микроэлементов в искусственных фитогеоценозах в целях стабильного улучшения плодородия почв, возрастания урожайности и качества сельхозпродуктов. В отличие от агрохимии, занимающейся преимущественно круговоротом питательных веществ в земледелии, агрогеохимия включает в объект исследований не только азот, фосфор, калий, кальций и ограниченное число микроэлементов, но и все биофильные микроэлементы, а также токсичные тяжелые металлы. В этой связи качество сельскохозяйственной продукции определяется не только биохимическими параметрами, но и содержанием тяжелых и токсичных элементов.

Один из важных разделов агрогеохимии — геохимия почв [3]. Это новое направление, позволяющее дополнить классическое почвоведение анализом роли породного субстрата и климатических факторов в почвообразовании на макро- и микроэлементном уровне. Количественная оценка роли мелиорантов в плодородии почв предполагает изучение всего спектра элементов, а также влияния добавок на агрофизические свойства почв. Для повышения плодородия почв обосновывается использование как горных пород с высокими концентрациями биофильных элементов [4], так и отходов производства (зол, лигнина, шлаков) [7, 8].

Агрогеохимия связана с широким кругом научных дисциплин (рис. 2). В первую очередь — это агрохимия, у которой агрогеохимия заимствует весь цикл и последовательность опытов: вегетационных, полевых, производственных, контролируя не только урожайность, но и поведение макро- и микроэлементов во всей биологической цепи.

Агрофизика — наука о физических методах исследования внешних условий жизни растений и физических процессах их жизнедеятельности, изучает принципы и средства регулирования внешних условий жизни растений в целях повышения их продуктивности и скороспелости. Агрогеохимия, в свою очередь, изучает влияние различных техногенных мелиорантов на тепловой, водный режимы и газообмен.

Классическое почвоведение дополняется геохимией процессов техногенного почвообразования, опирающейся на моделирование почвенных мегасистем, включающих растворы различного состава, глинистые и другие минеральные фракции почв, гумус и гумусовые кислоты, газовый состав почв и атмосферы. Моделирование позволяет перейти к анализу роли отдельных мелиорантов на изменение физико-химических параметров (Eh , pH , состав газовой фазы и поровых растворов, растворимость биофильных элементов и т. д.) и повышение плодородия почв [5].

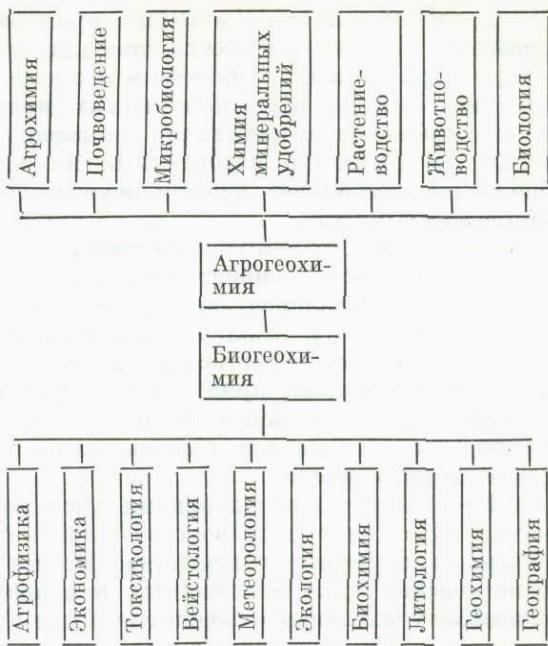


Рис. 2. Структурные связи агрогеохимии.

Введение в почвы с отходами производства и минеральными удобрениями избыточных количеств тяжелых металлов приводит к подавлению микрофлоры почв и в конечном итоге к ее деградации. С другой стороны, внесение отходов животноводческих комплексов без предварительного компостирования стимулирует заражение почв, а затем и продуктов сельского хозяйства патогенными микроорганизмами. Поэтому микробиологический анализ должен осуществляться на всех этапах агрогеохимических опытов.

Химия минеральных удобрений ориентируется на создание рафинированных высококонцентрированных источников калия, фосфора, азота и ряда микроэлементов. Вместе с тем биологическая продуктивность почв определяется сбалансированным содержанием всех биофильных элементов. Избыток растворимых соединений фосфора и азота, попадая в водные биоценозы, приводит к эвтрофикации водоемов. Задачей агрогеохимии является поиск такого отношения минеральных удобрений и природных мелиорантов, которое бы не наносило окружающей среде невосполнимого урона.

Разрабатываемая японскими учеными новая наука — вейстология, наука об отходах производства — изыскивает пути утилизации крупнообъемных отходов производства. Поскольку в природе любой биогеоценотический цикл завершается в почвах, наиболее распространенным способом утилизации отходов считается использование их в качестве мелиорантов. Обоснованием этому служит наличие в них какого-либо из биофильных элементов (фосфора, калия и т. д.) и вегетационные опыты, показавшие благотворное влияние мелиоранта на биомассу растений. На наш взгляд, главным фактором возможности использования отходов производства в агрофитоценозах должно являться отсутствие токсичных элементов. Содержание последних даже в малых концентрациях без экспериментальной проверки их поведения во всей биологической цепи не может служить основанием для использования мелиоранта в сельском хозяйстве. Эксперименты должны вестись по двум направлениям: постоянный анализ всего спектра микроэлементов на всех этапах роста растений и во всех его частях и токсикологическое изучение влияния нового мелиоранта на биоту.

Коренное улучшение плодородия почв с помощью различных мелиорантов ограничивается проблемой рентабельности. Для экономики здесь скрыт большой объем исследований, так как обычный анализ, учитывающий стоимость мелиоранта, его транспортировку и внесение, расчет повышения урожайности и т. д. не покрывает всего спектра проблем. Здесь должны учитываться отрицательные факторы воздействия отходов на окружающую среду при массовом складировании, стоимость их транспортировки и хранения в отстойниках, рентная стоимость занимаемой площади и т. д. С другой стороны, никакие экономические выгоды от использования техногенных мелиорантов не смогут компенсировать потери из-за накопления тяжелых металлов в продуктах питания, приносящих вред здоровью людей.

Одним из ведущих разделов агрогеохимии является обоснование создания на базе теплоэнергетики теплоэнергоагропромышленных комплексов [7]. Здесь весь комплекс сельскохозяйственных наук (растениеводство, животноводство, агрономия, агрохимия) должен взаимодействовать с максимальной эффективностью. Роль агрогеохимии в этих комплексах определяется задачей изучения потоков элементов в различных производствах и создания полного круговорота элементов, сходного с природными биогеоценозами.

Агрофитоценозы не изолированы от окружающей среды и подвержены всем влияниям техногенных метеорологических факторов: «кислотных» дождей, техногенных выбросов газов и металлов, изменениям гидрогеохимического режима, интенсивности ветровой эрозии и др. Изуче-

ние их во всей совокупности предполагает не простую фиксацию, а поиск эффективных противодействий, защищающих растения от техногенеза.

К числу таких способов относится известкование почв и лесов, районирование посевов по мере зависимости растений от влияния техногенеза, изучение последствий водной мелиорации, выявление тяжелых металлов в растениях.

Общая геохимия и литология, изучая влияние породного субстрата на накопление и поведение элементов в активном почвенном слое, призваны оценивать возможности использования различных почв для прорастания растений. Создание расчетного комплекса плодородия почв на основе состава почв, макро- и микроэлементных потребностей выращиваемых культур, биогенного выноса элементов с урожаем, привнося с удобрениями и различными мелиорантами предопределяет реальное программирование урожаев и интенсификацию земледелия. Биохимия и биология в целом должны являться для агрогеохимии теми реперами, которые не позволяли бы увлечься частными задачами, эксплуатирующими отдельные направления растениеводства, забывать о растении как целостном организме и препятствовали бы переходу агрогеохимии к узкоутилитарным проблемам.

Задачей агрогеохимии является обеспечение реализации главного закона агрохимии — «закона оптимума», т. е. оптимального соотношения биофильных макро- и микроэлементов с постоянным контролем поведения и концентрации биофильных элементов.

Поскольку основа эффективности агрогеоценозов — плодородие почв, главная задача исследований — выбор оптимальных, достаточно надежно определяемых параметров почв. Они должны быть следующими:

- 1) макро- и микроэлементный состав породного субстрата;
- 2) тип почв и их структур;
- 3) химический (валовый) состав почв;
- 4) определение доступных форм биофильных элементов;
- 5) геохимический контроль содержания тяжелых металлов в почвах и удобрениях, мелиорантах, дождевых осадках и поливной воде;
- 6) минералогический анализ почв (состав глинистой фракции, соотношение минералов и т. д.);
- 7) состав и количество гумуса;
- 8) микробиологический состав почв и его отклик на различные мелиоранты;
- 9) гранулометрический состав почв;
- 10) Eh — pH почвенных растворов, степень кислотности почв;
- 11) состав почвенной атмосферы.

Рассмотрев всю совокупность проблем, стоящих перед агрогеохимией, и характер ее взаимоотношений с другими науками, можно оценить роль и место ее в общем спектре наук о биосфере. Рубеж XX и XXI вв. определяет важнейшие особенности развития научно-технического прогресса. Установление гармонии технических и природных процессов, включение технологического общества в замкнутые циклы биосфера предполагают выделение науки, объединяющей биологические и косные объекты. Таковой и является агрогеохимия, развивающаяся на основе достижений биогеохимии. В. И. Вернадский считал, что человечество своим трудом и мыслию должно перестроить среду своего обитания. Переход от описания природы к проектированию биотехнологических сообществ потребовал развития агрогеохимии, конечной задачей которой является прогнозная оценка влияния антропогенных факторов на биосферу Земли. Особое место в этих проблемах занимает сельское хозяйство [2]. Почвенный покров играет важную роль в биосфере планеты. Огромное значение имеют ликвидация кислотности и засоленности почв и рациональное их окультуривание.

Антропогенное воздействие на сложную биогеохимическую систему «Почва» должно предваряться проведением опытов и моделированием процессов, позволяющих прогнозировать возможный положительный или отрицательный эффект. Интенсивное земледелие активизирует потоки элементов в агрофитоценозах, эксплуатируя резервы почв. Агрогеохимия должна стать тем необходимым звеном между косной и живой природой, которое способно поддерживать оптимальный круговорот элементов в целях повышения урожайности и сохранения плодородия почв.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. Проблемы биогеохимии.— М.: Наука, 1980.— 320 с.— (Тр. биогеохимической лаборатории; Вып. 16).
2. Ковда В. Биосфера, тенденции ее изменения и проблемы сельского хозяйства // Социальные аспекты экологических проблем.— М.: Наука, 1982.— С. 211—219.
3. Сапрыйкин Ф. Я. Геохимия почв и охрана природы.— Л.: Недра, 1984.— 231 с.
4. Сапрыйкин Ф. Я., Смыслов А. А., Рудник В. А., Кулачкова А. Ф. Агрогеохимический метод ускоренного оккультуривания почв и охрана окружающей среды // Разведка и охрана недр.— 1985.— № 6.— С. 35—40.
5. Сутурин А. Н., Бычинский В. А., Чудиенко К. В. Геохимические процессы в мегасистеме «Почва» // Геохимия техногенеза: Тез. докл. 1-го Всесоюз. совещ.— Иркутск: ИГУ, 1985.— Т. 2.— С. 186—189.
6. Таусон Л. В. Геохимия сегодня и завтра // Наука в СССР.— 1983.— № 1.— С. 69—72.
7. Таусон Л. В. Современные проблемы геохимии техногенеза // Геохимия техногенеза: Тез. докл. 1-го Всесоюз. совещ.— Иркутск: ИГУ, 1985.— Т. 1.— С. 5—20.
8. Таусон Л. В., Кочнев Н. К., Сутурин А. Н. Проблемы агрогеохимии // Там же.— С. 179—182.
9. Тюрюканов А. Н. Проблема «биосфера и человечество» и биосферный класс науки // Чтения памяти Н. В. Тимофеева-Ресовского: Тр. Симпоз. по современным проблемам биологии.— Ереван, 1983.— С. 150—162.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ	
Щербаков Ю. Г. Теоретические и прикладные аспекты глобальной геохимии	7
Иванов В. Г., Самойлов В. С. К геохимии внутреннеоконтинентального рифтогенно- го магматизма	13
Кузьмин М. И. Тектоника литосферных плит и геохимия	19
Антипин В. С. Петролого-геохимические особенности шошонит-латитовых се- рий в различных геодинамических условиях	26
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД	
Добрецов Н. Л., Саддэби П., Добрецов Н. Н., Попов Н. В. Коматиты Красной Горки (Олондинская формация, Алданский щит)	35
Глазунов О. М. Геохимические типы габброидов	44
Альмухамедов А. И. Взаимосвязь базальтового вулканизма различной щелоч- ности	49
Загорский В. Е., Шмакин Б. М. Принципы классификации миароловых пегма- титов	57
Макрыгина В. А. Проблемы геохимической типизации метаморфических и миг- матитовых комплексов	64
ГЕОХИМИЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ	
Барсуков Викт. Л., Борисов М. В. Формирование «отрицательных ореолов» и рудных тел при автосмещении гидротерм	72
Козлов В. Д. Геохимический анализ характера связей магматизма и оруденения и металлогенические следствия	79
Гундобин Г. М. О сопряженном характере распределения летучих и рудных элементов в рудно-магматических системах	86
Зорина Л. Д. Рудно-магматические системы Забайкалья с латитовым магматиз- мом	93
ГЕНЕЗИС ГОРНЫХ ПОРОД И РУД	
Пампура В. Д., Хлебникова А. А. Условия концентрирования золота в гидро- термальных системах областей современного вулканизма	101
Петрова З. И., Левицкий В. И. Геохимия и генезис гранитоидов в гранулито- гнейсовых комплексах Восточной Сибири	110
Воронцов А. Е., Амиржанов А. А. Проблема происхождения железорудных ме- сторождений ангаро-илимского типа (Сибирская платформа)	118
Глюк Д. С. Экспериментальные исследования условий образования гидротер- мальных золоторудных месторождений	124
ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИЗОТОПОВ	
Дурасова Н. А., Барсуков В. Л., Рябчиков И. Д. Поведение олова при диффе- ренциации магматических расплавов	133
Александров И. В., Косылина Н. П. Минерало-геохимические факторы рас- пределения редких элементов в литионит-альбитовых гранитах Восточной Сибири	137
Коваленко В. И., Коваленко Н. И. О связи фтора и олова в магматическом и рудном процессах	142

<i>Трошин Ю. П., Калистратова Е. Ф., Луцкая Н. В., Меньшиков В. И., Гребенщиков В. И., Бойко С. М., Перелев В. И., Захаров М. Н.</i> Геохимические данные о распространении серы, селена и теллура в гранитах	149
<i>Брандт С. Б., Макагон В. М., Лепин В. С., Лепина С. В., Колосницаина Т. И.</i> Изотопно-geoхимические балансы рубидия и стронция в газово-жидких включениях и вмещающих их кварцах из пегматитов	154
<i>Плюснин Г. С.</i> Новое в изотопных доказательствах коровой природы гранитоидов	161
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	
<i>Вильельм Е., Артинян Д.</i> Использование тяжелых минералов при поисках минеральных месторождений (критический обзор и предложения)	168
<i>Наумов Г. В.</i> Ореолы флюидных включений и их практическое значение	177
<i>Ломоносов И. С., Королева Г. П., Стефанов Ю. М.</i> Теория и практика geoхимических методов поисков в областях новейшего вулканизма	182
<i>Китаев Н. А., Малямин Н. Е.</i> Крупномасштабное прогнозирование оруденения	191
ВОПРОСЫ БИОГЕОХИМИИ	
<i>Сутурин А. Н., Коцнев Н. К.</i> Агрогеохимия — новый раздел биогеохимии	200

CONTENTS

Preface	5
-------------------	---

GLOBAL GEOCHEMISTRY

<i>Shcherbakov Yu. G.</i> Theoretical and applied aspects of global geochemistry	7
<i>Ivanov V. G., Samoilov V. S.</i> On geochemistry of intracontinental rift — generating magmatism	13
<i>Kuz'min M. I.</i> Tectonics of lithospheric plates and geochemistry	19
<i>Antipin V. S.</i> Petrological and geochemical features of shoshonite — latite series in different geodynamic settings	26

GEOCHEMICAL TYPIFICATION OF IGNEOUS AND METAMORPHIC ROCKS

<i>Dobretsov N. L., Saddebi P., Dobretsov N. N., Popov N. V.</i> Komatiites of Krasnaya Gorka (Oldonin formation, Aldan shield)	35
<i>Glazunov O. M.</i> Geochemical types of gabbroids	44
<i>Al'mukhamedov A. I.</i> Relationship of basalt volcanism of different alkalinity	49
<i>Zagorsky V. Ye., Shmakin B. M.</i> The principles of classification of miarolitic pegmatites	57
<i>Makrygina V. A.</i> The problems of geochemical typification of the metamorphic and migmatitic complexes	64

GEOCHEMISTRY OF ORE MAGMATIC SYSTEMS

<i>Barsukov Vic. L., Borisov M. V.</i> Formation of «negative haloes» and ore bodies in auto-mixing of hydrothermae	72
<i>Kozlov V. D.</i> Geochemical analysis of relationship between magmatism and mineralization and metallogenic consequences	79
<i>Gundpbin G. M.</i> On the combined manner of distribution of volatile and ore elements in ore-magmatic systems	86
<i>Zorina L. D.</i> Ore-magmatic systems of the Trans-Baikal region with latite magmatism	93

GENESIS OF ROCKS AND ORES

<i>Pampura V. D., Khlebnikova A. A.</i> Conditions for gold concentration in hydrothermal systems in areas of recent volcanism	101
<i>Petrova Z. I., Levitsky V. I.</i> Geochemistry and genesis of granitoids in granulite-gneissic complexes of East Siberia	110
<i>Vorontsov A. Ye., Amirkhanov A. A.</i> The problem of origin of iron deposits: Angara — Ilim type (Siberian platform)	118
<i>Glyuk D. S.</i> Experimental studies of conditions for formation of hydrothermal auriferous deposits	124

GEOCHEMISTRY OF RARE ELEMENTS AND ISOTOPES

<i>Durasova N. A., Barsukov V. L., Ryabchikov I. D.</i> Tin behaviour in the course of differentiation of magmatic melts	133
<i>Alexandrov I. V., Kosilina N. P.</i> Mineralogical and geochemical factors defining redistribution of rare elements in lithionite — albite granites of East Siberia	137
<i>Kovalenko V. I., Kovalenko N. I.</i> On fluorine and tin association in the magmatic and ore processes	142
<i>Troshin Yu. P., Kalistratova E. F., Lutskaya N. V., Men'shikov V. I., Grebenshikova V. I., Boiko S. M., Pereleyaev V. I., Zakharov M. N.</i> Geochemical data on S, Se and Te distribution in granites	149

<i>Brandt S. B., Makagon V. M., Lepin V. S., Kolosnitsina T. I.</i> The isotopic-geochemical balances of Rb and Sr in gas-liquid inclusions and in hosting quartz from pegmatites	154
<i>Plyusnin G. S.</i> New isotopic evidence on crustal nature of granitoids	161
GEOCHEMICAL TECHNIQUES FOR EXPLORATION AND ASSESSMENT OF DEPOSITS	
<i>Wilhelm E., Artignan D.</i> Heavy-mineral analysis in mineral exploration: critical review and proposals	168
<i>Naumov G. B.</i> The haloes of fluid inclusions and their practical significance	177
<i>Lomonosov I. S., Korolyova G. P., Stefanov Yu. M.</i> Theory and practice of geochemical methods of prospecting in areas of recent volcanism	182
<i>Kitaev N. A., Malyamin N. Ye.</i> Large-scale forecasting of mineralization	191
BIOGEOCHEMICAL PROBLEMS	
<i>Suturin A. N., Kochnev N. K.</i> Agrogeochemistry as a new aspect of biogeochemistry	200

**СОВРЕМЕННЫЕ
ПРОБЛЕМЫ
ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ
И ПРИКЛАДНОЙ
ГЕОХИМИИ**

Утверждено к печати
 Институтом геохимии
 им. А. П. Виноградова СО АН ССР

Редакторы издательства

Л. Г. Верзакова, С. А. Садко

Художественный редактор

М. Ф. Глазырина

Художник

В. А. Тельных

Технический редактор

А. В. Сурганова

Корректоры В. В. Борисова, Н. В. Лисина

ИБ № 34300

Сдано в набор 12.05.87. Подписано к печати 22.09.87.
 МН-02272. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага офсетная. Обыкно-
 венная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,2. + 1 вкл.
 на мел. бум. Усл. кр.-отт. 18,4. Уч.-изд. л. 20.
 Тираж 1000 экз. Заказ № 822. Цена 4 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
 издательство «Наука», Сибирское отделение.

630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука».

630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

4921

4-262