

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Региональная геохимия и рудообразование

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКС

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Региональная геохимия и рудообразование

18572



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1980



Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Книга является первой из трех работ, обобщающих результаты исследования ИМГРЭ в области региональной и прикладной геохимии.

В настоящем сборнике основное внимание уделяется региональной геохимии в связи с задачами прогнозирования рудных месторождений и разработкой общих вопросов металлогенического и формационного анализа. Рассмотрены различные аспекты проблемы распространения литофильных и халькофильных элементов; показана роль комплексного геолого-геохимического подхода при изучении рудных провинций и магматических формаций.

В двух других сборниках – "Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений" и "Методические аспекты изучения редкometаллических месторождений" – освещены различные вопросы рудной геохимии, особенности распределения редких и цветных металлов в различных месторождениях, а также методы изучения редкometаллических месторождений.

Ответственный редактор

член-корр. АН СССР Л.Н. ОВЧИННИКОВ

Редакционная коллегия

Л.С. Бородин, В.В. Бурков, В.В. Булдаков,
С.В. Григорян, В.В. Иванов (зам. отв. редактора),
Т.И. Нифелова, Ю.А. Пятенко

I. ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Г. М. Мейтуб, Т. А. Иванова

КРИТЕРИИ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА СКРЫТОГО ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В течение ряда лет мы занимаемся вопросами методики прогнозирования и оценки эндогенного оруденения одного из старейших горнорудных регионов. На первом этапе исследований (1966–1973 гг.) разрабатывались критерии прогнозирования новых рудных районов, узлов [7, 9, 10]; масштаб исследований 1 : 1 000 000. На втором этапе (с 1974 г.) разрабатываются критерии выявления рудных полей и месторождений в пределах перспективных районов и одновременно проводится апробация сделанных рекомендаций; масштаб исследований 1 : 50 000.

Критерии прогнозирования рудных районов (узлов), перспективных и первоочередных для ревизии и поисков

Критерии прогнозирования и оценки перспективных районов основаны на известном в металлогении положении: связь особенностей магматических и рудных образований со структурами разного знака вертикальных перемещений (В.А. Обручев, Ю.А. Билибин, С.С. Смирнов, В.И. Смирнов, Н.П. Херасков и др.). Новым решением в этой проблеме является: 1) совокупный (интегральный) анализ структур разного знака и времени заложения; 2) вероятностный статистический подход в оценке прогнозно-металлогенических закономерностей.

В своих исследованиях на всех этапах мы старались не опираться на генетические концепции – предмет постоянных острых дискуссий. Актуалистический фациальный метод, вещественность принятых рудоконтролирующих параметров и статистическая вероятность прогнозных критериев были основными нашими правилами.

На примере региона, где подавляющая масса рудных проявлений имеет верхнемезозойский возраст, установлено, что состав и размещение оруденения во многом предопределяются всей обозримой предысторией вертикальных тектонических перемещений (рифей-па-леозой-мезозой). Время движений, их направленность (комбинации), амплитуда, интенсивность, временной интервал перерывов – далеко не полный перечень признаков, влияющих на специфику металлонос-

ности каждого конкретного района. История вертикальных перемещений зафиксирована в характере осадочных толщ (состав, мощность) и может быть расшифрована. Формационный палеотектонический анализ позволяет районировать исследуемую территорию на блоки, различающиеся указанными тектоническими признаками и соответственно металлоносностью.

На состав оруденения существенное влияние оказывают также размеры и конфигурация блоков, положение минерализации в краевых или центральных частях блоков, характер границ блоков.

Все сказанное определяет металлогеническую специализацию той или иной конкретной территории, обуславливает минералого-геохимический тип оруденения, особенности петрохимического состава мезозойских магматических проявлений, зональность и хорошо увязывается с известными геофизическими данными глубинного строения земной коры [10]. Рассматривается вся дорудная (рифей-палеозой) и синрудная (мезозой) геолого-тектоническая история, которая в совокупности позволяет установить особенности рудоносности отдельных районов, важные для прогнозно-металлогенических целей. Выявленные закономерности проверены статистическими методами Г.Б. Мотузя [9, 10].

Основными характеристиками, определяющими местоположение месторождений различных металлов и типов, явились расстояния от границ выделенных разнородных разновременных тектонических блоков. Границы блоков проведены по палеотектоническим данным и достаточно условны. Тем не менее методы математической статистики позволяют установить вероятностные оценки рудолокализующей роли этих границ. Выявлены оптимальные расстояния распространенности оруденения от этих границ и выходов мезозойских интрузий, различные для разных типов месторождений. В участках благоприятного сочетания определенных границ и их оптимальной близости располагаются промышленные объекты.

Установленные закономерности явились основой разрабатываемых прогнозных критерии и заключений по направлению поисков новых и ревизии известных рудных районов. Значимость сделанных выводов во всех случаях подтверждена статистическими методами. Рассмотрим эти закономерности.

Металлогеническая специализация районов. Оловянно-вольфрамовая и танталовая минерализация и ассоциирующие с ними кислые граничны приурочены к территориям, испытавшим в рифе, палеозое (или раннем мезозое) интенсивное погружение, а затем перед оруденением энергично воздымавшимся. Месторождения фтора, бериллия, урана, а также более щелочные гранитоиды характерны для районов длительного воздымания, охватывающего мезозой, палеозой и более ранние периоды. Месторождения свинца, цинка и мышьяка и интузивные образования среднего и основного составов тяготеют к мезозойским депрессиям и краевым частям мезозойских поднятий в областях поднятых или переменного знака движения в палеозое и

рифее. Месторождения золота, сурьмы, ртути и изверженные породы повышенной основности нередко связаны с площадями, часто погружавшимися в мезозое (и палеозое). Золото также тяготеет к краевым частям мезозойских поднятий и участкам, прилегающим к инверсионным структурам мезозоя. Месторождения молибдена развиты в краевых частях палеозойских и мезозойских поднятых блоков и нередко концентрируются на площадях мезозойских инверсионных структур.

Минералого-геохимические типы месторождений и их пространственное положение. В районах, приуроченных к мезозойским депрессионным структурам, проявлены сульфидно-сульфосольное и сульфосольное оруденения. В поднятых мезозойских структурах — в значительном удалении от депрессий — распространена кварц-редкометальная минерализация. К переходным участкам мезозойских поднятий приурочено редкометально-сульфидное оруденение (табл. 1)¹.

Сульфидно-сульфосольный и сульфосольный типы объединяют разнообразные месторождения свинца, цинка, золота, серебра, мышьяка, сурьмы, ртути и других халькофильных и сидерофильных элементов. Это золото-серебряные сульфосольные руды, золотосодержащие галенит-сфалеритовые месторождения с переменным количеством сульфосолей, сурьмяно-ртутные месторождения и др. Кварц-редкометальная группа включает месторождения олова, вольфрама, tantalа и других литофильных элементов, а также флюорита. Они представлены кварц-кассiterитовыми (вольфрамитовыми) жилами и грейзенами, tantalоносными апогранитами, кварц-флюоритовыми метасоматитами иногда с берtrandитом и фенакитом и др. Редкометально-сульфидное оруденение объединяет месторождения олова, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, мышьяка, фтора, золота и других литофильных и халькофильных элементов. Сюда относятся месторождения кассiterит-сульфидные, молибденитовые с переменным количеством вольфрама и сульфидов других металлов, кварцзолоторудные с арсенопиритом, висмутовыми минералами и теллуридами, редкометально-свинцово-цинковые, обогашение флюоритом, бериллием и др.

Каждый из указанных типов характеризуется своим набором элементов-примесей. Месторождениям кварц-редкометального типа, как правило, свойственны литий, рубидий, цезий, бериллий, скандий, а редкометально-сульфидному — висмут, селен, теллур, кадмий, индий; сульфидно-сульфосольному — серебро, таллий, галлий, германний.

Специфика минералого-геохимического состава месторождений, кроме рассмотренной позиции в мезозойской структуре, определя-

¹ По геохимической классификации В.В. Иванова [7, 10], выделенные типы соответствуют названиям: литофильный (I), литофильно-халькофильный (II), халькофильный (III, IV).

ется также положением относительно рифей-палеозойских структур (см. табл. 1), верхнемезозойских впадин и мезозойских магматических проявлений. Это выявляется при более крупномасштабных исследованиях на примерах отдельных рудных районов и подтверждено статистическим анализом [7, 10].

Сказанное следует учитывать, оценивая перспективы территорий на тот или иной комплекс полезных компонентов.

Зональность в размещении рудных геохимических ассоциаций.

Переход от поднятий к прогибам обуславливает определенную последовательность смены одного типа оруденения другим: кварц-редкометальный → редкометально-сульфидный → сульфидный → сульфидно-сульфосольный. Характер смены оруденения зависит от контрастности тектонических границ структур разного знака (резкие или ступенчатые, постепенные). Ширина отдельных минералого-геохимических зон и их состав соответственно варьируют. Однако общая последовательность смены состава оруденения может быть предсказана и использована при комплексной оценке отдельных территорий на обнаружение конкретных полезных ископаемых.

Золоторудные месторождения в краевой части мезозойских поднятых блоков обогащены висмутом, теллуром и мышьяком, на смену которым в пределах депрессий приходят свинец, цинк, серебро, сурьма, таллий. Руды оловянно-вольфрамовых месторождений от центра к краю мезозойских поднятий обогащаются висмутом, молибденом, мышьяком, свинцом, цинком, фтором, ртутью, золотом, индием. Свинцово-цинковые месторождения в пределах краевой части поднятий обогащены оловом, фтором, бериллием, висмутом, молибденом, мышьяком, селеном, теллуром, индием, а в депрессиях в их рудах увеличивается содержание золота, серебра, таллия, сурьмы, галлия. Месторождения молибдена в пределах поднятий обогащены вольфрамом и висмутом, в краевой части поднятий — мышьяком, свинцом, цинком и золотом.

Условия локализации промышленных объектов. С границами областей палеозойских и рифейских прогибов велика связь (приведена в порядке убывания) tantalа, олова, вольфрама, золота, свинца, цинка, а с границами палеозойских поднятий — свинца, цинка, золота. К краю мезозойских депрессий приурочены свинец, цинк, золото и мышьяк. В краевых частях мезозойских поднятий концентрируются: олово, молибден, висмут, золото, свинец, цинк. С границами верхнемезозойских впадин велика связь свинца и цинка; проявляется она также у золота, мышьяка и сурьмы, но в меньшей степени.

В интервале до 10–15 км от границ палеозойских структур размещается более 2/3 месторождений олова, вольфрама, свинца, цинка и золота. В интервале до 5–10 км от границ мезозойских структур располагается 2/3 месторождений свинца, цинка, золота, олова и молибдена. В интервале до 5 км во внешнюю сторону от края

Таблица 1

Геологическая ситуация и характерная минерализация основных геолого-geoхимических типов месторождений в зависимости от их положения в мезозойских и рифей-палеозойских структурах

	Мезозойские поднятия		Мезозойские прогибы
	Центр блока	Край блока	
Кварц-редко-металльный (I')	Древние гранитоиды и метаморфические породы фундамента (до См) (II')	Редко-металь-фидный	Древние гранитоиды и метаморфические породы фундамента (до См); терригенно-вулканогенные отложения юры
Рифей-палеозойские поднятия	Юрские интрузии и эфузивы кислого состава, повышенной щелочности. Окислы, силикаты, фториды F, Be, TR, U, Th, Nb	Юрские интрузии и эфузивы кислого и среднего состава. Окислы, силикаты, фториды, карбонаты, сульфиды, самородные элементы F, Be, Pb, Zn, As, Mo, Au, Bi, Te, Se, In, Cd, U, Th	Сульфидно-сульфидные толщи нижнего палеозоя (до См); терригенно-вулканогенные отложения юры низкого (III) и нижнего мела значительной мощности
	Кварцево-жильные образования, щелочные полевошпатовые метасоматиты	Кварцево-жильные образования, грейзены, березиты	Юрские интрузии и эфузивы кислого, среднего и основного состава. Окислы, силикаты, карбонаты, сульфиды, сульфосоли, самородные элементы Pb, Zn, As, Au, Ga, Ge, Ag, Tl, Hg
	Терригенные толщи среднего-верхнего палеозоя (триас, нижняя-средняя юра) значительной мощности	Терригенные толщи средне-верхнего палеозоя (триас, нижняя-средняя юра) значительной мощности; терригенно-вулканогенные отложения верхней юры и нижнего мела	Березиты, листвениты
			Терригенно-карбонатные толщи среднего-верхнего палеозоя и терригенно-вулканогенные отложения юры и нижнего мела значительной мощности

Мезозойские поднятия		Мезозойские прогибы	
Центр блока	Край блока		
Рифей- палео- зой- ские проги- бы	Юрские интрузии ультракислого сос- тава Окислы, силикаты Sn, W, Li, Rb, Cs, Ta, Se	Юрские интрузии и эфузивы кислого и среднего состава Окислы, силикаты, карбона- ты, сульфиды, самородные элементы Sn, W, Ta, B, Pb, Zn, As, Mo, Au, Bi, Te, Se, In, Cd, Hg, Sb	Суль- фосоль- ный (IV) го состава Окислы, карbonаты, суль- фосоли, самородные эле- менты Au, Ag, Sb, Hg, Ga, Ti Аргиллиты
	Кварцево-жильные образования, грей- зыны, апограниты	Кварцево-жильные образо- вания, грейзыны, апогра- ниты, кварц-калишпатовые метасоматиты	

мезозойских впадин локализуется 2/3 месторождений свинца, цинка и золота. В радиусе 5 км вокруг юрских интрузий сосредоточены все месторождения олова, вольфрама, тантала, молибдена и погдавляющее большинство месторождений свинца, цинка и золота.

Для промышленных объектов все эти величины оказываются в 1,5–3 раза меньше. Крупные месторождения пространственно более тесно связаны с рассматриваемыми границами.

Для месторождения различных минералого-геохимических типов характерны свои определенный состав и порядок важности рудо-локализующих границ. Для месторождений кварц-редкометального типа постоянно отмечается тесная пространственная связь с границами юрских интрузий и рифей-палеозойских структур; для редкометально-сульфидных и сульфидно-сульфосольных месторождений наряду с отмеченными выше границами устанавливается высокая сопряженность с границами мезозойских структур и верхнемезозойских впадин.

В общем виде благоприятными для концентрации оруденения (рудных районов, узлов) являются площади, где в радиусе 10–15 км отмечается наличие выходов молодых юрских интрузий, границ рифейских, палеозойских и мезозойских структур и верхнемезозойских впадин. В участках пространственной оптимальной сближенности максимального числа названных границ располагаются наиболее интересные объекты. Число этих благоприятных рудо-локализующих факторов в районах проявления промышленного оруденения кварц-редкометального типа – 2–3; редкометально-сульфидного – 3–4; сульфидно-сульфосольного – 5–6. Этими оценками следует руководствоваться при выборе районов и определении степени их перспективности.

Разработанные палеотектонические и геолого-статистические критерии позволяют уже на первом этапе прогнозирования с общих региональных позиций, в масштабе 1 : 1 000 000, провести оценку территорий на тот или иной тип минерализации, дать качественную характеристику в отношении перечня возможных полезных компонентов в рудах той или иной площади и, наконец, предсказать наиболее вероятностные районы локализации промышленного оруденения.

Делается это в следующей последовательности. Для каждого металла на принятой специально для прогнозных целей тектонической основе выделяются площади структур, для которых была установлена наибольшая благоприятность в отношении концентрации этого металла. В пределах этих площадей очерчиваются территории, наиболее благоприятные на интересующий определенный тип месторождений данного металла. Далее, по сумме значений рудо-локализующих факторов выделяются рудные районы. Количество и состав этих факторов, их сближенность в пространстве (перекрытие зон влияния) определяют по аналогии прогнозную промышленную ценность района, определяют очередность в проведении ревизионно-поисковых работ.

Критерии прогнозирования рудных полей и месторождений в пределах выделенных перспективных районов

Разработка критериев крупномасштабного прогнозирования проведена на примере двух опытных полигонов, рекомендованных ИМГРЭ для поисков скрытого оруденения: золота (район 1) и тантала (район 2). Исследовались районы, где промышленное оруденение не известно; имеющиеся отдельные мелкие рудопроявления слабо изучены. Нет эталонов, на которые можно было бы ориентироваться при интерпретации геохимических данных. Имелись самые общие представления прогнозных построений мелкого масштаба. Все это предопределило необходимость комплексного использования широкого круга геологических и геохимических методов.

Прогнозными критериями явились тектоника, магматизм, гидротермальные изменения, геохимические аномалии. Эти общие понятия получили в каждом из изученных районов свое конкретное выражение.

Тектоника. В районе 1, где широкое распространение имеют юрские кислые вулканиты, определяющим структурным критерием явились жерла палеовулканов. Располагаясь в местах пересечения и сочленения крупных разрывных нарушений, они фиксируют территории наиболее перспективных тектонических и магматических воздействий, подчеркивают основные подводящие и локализующие каналы этих мест и тем самым определяют площади, наиболее благоприятные для концентрации промышленного оруденения.

В районе 2 структурным критерием послужили зоны, ограничивающие осадконакопление в различные периоды палеозоя и мезозоя. Они были отстроены с помощью палеотектонических данных. Эти зоны имеют, несомненно, тектоническую природу. Многие из них совпадают с известными крупными разрывными нарушениями. Все они в совокупности образуют единую связанный систему и определяют общий структурный рисунок района.

Изгибы и сочленения разнонаправленных и разновозрастных зон подчеркивают места, благоприятные для развития магматических и рудных процессов. Немаловажное значение в локализации оруденения может иметь также экранирующая поверхность юрских песчаников. Площади их распространения (восток и юго-восток исследуемой территории) в участках, нарушенных тектоническими зонами и магматическими проявлениями, особенно благоприятны для обнаружения скрытого оруденения.

Магматизм. На территории района 1 все известные здесь рудопроявления тесно коррелируются с определенными группами магматических образований. С субвулканическим комплексом гранитов ассоциирует редкометальная и редкометально-сульфидная минерализация. С полями распространения молодых кислых эфузивов свя-

заны главным образом проявления сульфидного и сульфидно-сульфосольного оруденения. Последний тип оруденения для данной территории, исходя из общих тектонических соображений, представлялся очень перспективным, особенно в отношении возможного проявления здесь золотой минерализации. Соответственно на площади распространения кислых эффузивов было обращено особое внимание.

Наличие эффузивов подчеркивает существование областей проявления наиболее молодого вулканизма. Они фиксируют жерла палеовулканов и систему подводящих разломов, активных в верхнем мезозое. Все вместе - это хороший прогнозный признак при поисках скрытой сульфидно-сульфосольной золоторудной минерализации.

В районе 2, территории которого представлялась перспективной на редкометальный тип оруденения, основное внимание было сосредоточено на обнаружении молодых юрских интрузий определенного формационного типа [1].

Среди широко распространенных гнейсовидных и порфириовидных гранитоидов палеозоя и их жильных образований выявлены поля даек и малых тел молодых лейкократовых мусковитовых и двуслюдянных гранитов. Эти граниты прорывают и метаморфизуют палеозойские и юрские породы. По внешнему виду, петрографо-минералогическим и геохимическим особенностям они сопоставимы с хорошо известной формацией редкометальных гранитов, с которыми в регионе часто ассоциируются "апогранитовые" месторождения с tantalом, литием, вольфрамом, оловом и др.

По характеру магматических проявлений можно было прогнозировать тип и состав оруденения. Ареалы распространения этих пород позволили очертировать наиболее перспективную для поисков территорию. Обнаруженные нами малые тела и дайки гранитов могут быть апофизами скрытого на глубине купола лейкократовых рудоносных гранитов.

Гидротермально измененные породы. С помощью этого критерия оконтуриваются площади наиболее интенсивного воздействия постмагматических гидротермальных процессов, устанавливается время этих проявлений, формационная принадлежность.

В районе 1 по составу выделено несколько типов гидротермального изменения: альбитизация, грейзенизация, вторичные кварциты, аргиллитизация, пропилитизация и др. Одни из них имеют широкое площадное распространение, другие локализуются вдоль тектонических трещин, жерл вулканов и др. Для нас наиболее важным показателем при поисках золоторудной минерализации являлись аргиллизация и вторичные кварциты. С их помощью и были очерчены перспективные площади, первоочередные для проведения работ более крупного масштаба.

В районе 2 были выделены две разновозрастные группы гидротермально измененных пород. Одни сопровождают палеозойские граниты, другие - юрские. При поисках редкометальной минерали-

зации интерес представляли лишь последние: мусковитизация, микроклинизация и альбитизация ("апограниты") и роговики в перекрывающих толщах юрских песчаников. Территории, подлежащие более детальному опоискованию, резко сокращены. Широкие поля гидротермальных изменений палеозойского и более раннего возраста отбракованы.

Геохимические аномалии. При поисках скрытого оруденения геохимические аномалии являются одним из важнейших прямых признаков. Они фиксируют место проявления рудогенных процессов, определяют тип минерализации, его состав, размеры и морфологию предполагаемого рудного объекта, глубину его залегания от современной поверхности, сохранность от эрозии; позволяют отбраковывать промышленное оруденение от непромышленного — "зон рассеянной минерализации". Весь этот перечень прогнозных признаков эффективно используется при крупномасштабном детальном изучении ближайших окрестностей, флангов и глубоких горизонтов месторождений в пределах, как правило, хорошо освоенных промышленных районов. Площадь обследования достаточно локальна (десятка квадратных километров), известен тип и состав исследуемых руд.

По всем этим вопросам существует обширная литература: работы В.Л. Барсукова, Э.Н. Барапова, А.А. Беуса, И.И. Гинзбурга, С.В. Григоряна, Л.Н. Овчинникова, В.В. Поликарпочкина, Г.И. Ростмана, Н.И. Сафонова, А.П. Соловова, Н.Н. Сочеванова, Л.В. Таусона, Е.Н. Янишевского и многих других.

Нами сделана попытка использовать геохимическую информацию при прогнозно-поисковых исследованиях масштаба 1 : 50 000. Это менее разработанная тема. В этом направлении известны работы А.А. Беуса, С.В. Григоряна, Л.Н. Овчинникова, Е.М. Квятковского, Л.С. Галецкого, М.И. Толстого, И.И. Остафийчука, А.В. Рабиновича и др. [2-4, 8, 11-13]. Имеется "Методическое указание по геохимическому картированию масштаба 1:200 000 — 1:50 000" (1965 г.).

Мы пытаемся решить задачу — прогноз новых рудоносных площадей в районах, где промышленное оруденение не установлено, отсутствуют геохимические эталоны. Площадь обследования достаточно велика — многие сотни квадратных километров. Предполагается наличие в исследуемых районах оруденения нескольких типов с широким спектром полезных компонентов.

В проведенных исследованиях нами использована геохимическая информация по первичным породам (главным образом по элювию). Это давало возможность непосредственно сопоставлять геологические и геохимические наблюдения. Кроме того, геохимическая информация по первичным породам полнее, чем по рыхлым отложениям. В последних многое маскируется гипергенными преобразованиями. Из проб первичных пород есть возможность выделить и определить минералы-носители, минералы-концентраторы, изучить их распределение и многое другое.

Опробование проводилось по разреженной сети ($0,5 \times 0,5$ км), поскольку преследовалось открытие объектов достаточной величины (рудное поле). Морфология оруденения неизвестна, что предопределило использование равновеликой сети. При такой сети опробования количество проб на порядок меньше, чем это обычно имеет место при металлометрических съемках этого масштаба. В нашем случае это 5–6 проб на один кв. км. Малое число проб упрощало обработку данных, имеется выигрыш во времени и средствах. Поскольку точный состав оруденения на исследуемой территории известен лишь предположительно, пробы анализировались спектральным приближенно-количественным методом на максимально широкий спектр элементов (40 элементов).

Для выявления аномалий на изученных территориях был использован известный в практике геохимических исследований мультипликативный метод [5]. Мультипликативный метод по сравнению сmonoэлементной рисовкой аномалий отличается высокой разрешающей способностью и контрастностью. Формационная принадлежность аномалий устанавливалась по спектру ведущих и второстепенных компонентов. Их состав позволяет судить о типе скрытого оруденения [6].

Исследования показали, что не все перечисленные выше при крупномасштабном изучении показатели геохимической информации могут быть эффективно реализованы в нашей ситуации, масштаб 1 : 50 000. Например, не имеет удовлетворительного решения вопрос оценки уровня эрозионного среза. При данном масштабе изучения, когда точки опробования отстоят друг от друга на 0,5 км и геохимические аномалии характеризуются 2–15 пробами, оценка надрудного или подрудного среза носит случайный характер и может быть решена только при последующих, более крупномасштабных работах.

Вопросы выявления и локализации мест потенциально возможного проявления оруденения с помощью геохимических аномалий решаются довольно удовлетворительно. Большая часть известных на исследуемой территории рудных проявлений зафиксирована контрастными аномалиями. Для всех крупных разломов, жерл палеовулканов отмечены аномалии. Они хорошо согласуются с площадями развития зон измененных пород и подчеркивают в пределах их общего контура участки максимальной гидротермальной проработки. Типоморфные особенности пород разного состава и возраста отбиваются с помощью геохимических данных отчетливо.

Мультипликативными аномалиями фиксируются более или менее все следы активного воздействия глубинных рудогенных процессов на поверхность, при условии, что набор анализировавшихся элементов был достаточно полным, а чувствительность определения элементов была высокая.

Выявленные аномалии разбраковываются по сумме следующих относительных признаков: 1) интенсивность аномалий (превышение

окружающего фона в несколько порядков); 2) состав аномалий, отвечающий определенному искомому типу оруденения, их полиметальность; 3) контрастность элементного состава аномалий, т.е. отчетливо преобладают главные компоненты, величина показателя относительного накопления в несколько раз выше значения остальных элементов; 4) особенности пространственного размещения аномалий. Предпочтение отдается группе сближенных в пространстве аномалий, зафиксированных многими точками наблюдения. Одиночные, мелкие, выделенные по одной-двум пробам аномалии, далеко разбросанные друг от друга, менее предпочтительны.

В пределах исследуемых территорий (район 1 и 2) выявлены участки интенсивных, высококонтрастных комплексных аномалий. Главными компонентами аномалий в районе 1 явились: мышьяк, серебро, сурьма, а также висмут, молибден, германий, ртуть — характерные спутники золоторудной минерализации сульфидно-сульфосольного типа; в районе 2 в составе аномалий преобладают бор, висмут, литий, ниобий, вольфрам, бериллий, олово, германий, таллий — постоянные спутники редкометального оруденения.

Общая оценка перспектив выявленных участков может быть решена только с использованием общих геологических и геохимических сведений: тектоники, магматизма, состава вмещающих пород, гидротермального изменения и геохимических аномалий. Это — единая система прогнозных признаков, позволяющая всесторонне оценить данный участок: 1) его тектоническую подготовленность к процессам магма- и рудообразования; 2) наличие магматических пород определенного возраста и характера; 3) проявления интенсивных гидротермальных изменений определенного состава и возраста; 4) геохимические аномалии как прямой признак рудогенных процессов.

Тектонические и магматические критерии определяют общую площадь перспективной территории. Гидротермальные изменения пород помогают определить в пределах этого контура наиболее благоприятные зоны. Геохимические аномалии фиксируют локальные прогнозные участки (рудное поле, месторождение).

Определение типа оруденения, его состав, формационная принадлежность, общая оценка участка осуществляются по комплексу геологических и геохимических критерий.

Апробация сделанных рекомендаций

На основе разработанных прогнозных критериев была дана общая оценка перспектив исследуемого региона, выделены конкретные прогнозные площади, первоочередные для проведения поисково-рекогносцировочных работ. Для всех этих площадей предсказан возможный профилирующий тип оруденения, профилирующие металлы руд. Акцент сделан на прогнозирование территорий, не включающих хорошо изученные эксплуатируемые объекты. Общее количество выдвигаемых

мых прогнозных районов составляет 53. Их суммарная площадь от всей исследуемой территории около 30%. Число наиболее перспективных районов равно 22; суммарная площадь составляет 18%. Выделены 5 районов первой очереди с суммарной площадью 6%.

Мы имеем возможность сопоставить данные научных рекомендаций с результатами поисковых работ, проведенных на этой территории. За прошедшие несколько лет сторонними организациями на исследуемой территории открыто 12 рудных проявлений. Девять проявлений обнаружено на прогнозируемых ИМГРЭ площадях. При этом 6 проявлений расположены в контурах наиболее перспективных участков, а одно проявление — самое интересное — установлено на площади района, выдвинутого нами в число первоочередных. Согласно имеющимся материалам во всех случаях подтвердились предсказанное местоположение рудных объектов, их состав и тип минерализации. Все они расположены в местах с благоприятными географо-экономическими данными; некоторые из них представляют практический интерес.

Нами в период 1973–1976 гг. были обследованы в масштабе 1 : 50 000 два перспективных района. В районе 1 установлена сумма косвенных и прямых признаков (структурных, минералого-петрографических и геохимических), позволяющих высоко оценить эту территорию на возможность обнаружения здесь скрытого промышленного золотого оруденения. Перспективный участок может рассматриваться в ранге "рудный узел — рудное поле". Последующие детальные геолого-геохимические работы ИМГРЭ и ЦГЭ масштаба 1 : 25 000 подтверждают положительную оценку перспектив этой территории на золото.

В районе 2 проведенными исследованиями обнаружены в нескольких участках прямые и косвенные признаки прогнозируемой редкометальной минерализации. Среди установленных признаков: скопления даек и малых тел лейкократовых гранитов верхнеюрского возраста, по облику и составу близких к редкометальным гранитам; наличие мусковит-микроклин-альбитовых пород ("апограниты"), а в последних — аксессорного tantalоколумбита. Все участки фиксируются контрастными геохимическими аномалиями, по составу отвечающими редкометальному оруденению (бериллий, висмут, олово, литий, вольфрам и др.). Для оценки все выявленные участки требуют постановки более детальных исследований.

Сказанное свидетельствует о действенности рекомендаций.

На всех этапах прогнозных построений мы стремились пользоваться непосредственно наблюдаемыми данными: использовать широкий комплекс геологических и геохимических признаков, привлекать данные по другим объектам; к раскрытию закономерностей предпринимать подход вероятностный, без жесткого причинно-следственного объяснения явления.

Заключение

На примере конкретного региона решаются вопросы прогнозирования рудных районов и рудных полей.

1. Разработка критериев прогнозирования рудных районов осуществлялась на базе широких палеотектонических обобщений и статистической обработки имеющихся материалов по геологии, магматизму и рудоносности в масштабе 1 : 1 000 000. В основе разрабатываемых критериев лежат установленные зависимости эндогенных образований определенного состава и типа с районами, испытывавшими в различные эпохи дорудного времени вертикальные перемещения различной направленности. Места концентрации оруденения (рудные районы, узлы) находятся в определенной связи с границами выделенных разнонаправленных блоков. Выявлены оптимальные расстояния распространенности оруденения от этих границ и мезозойских интрузий, различные для разных типов месторождений. В участках благоприятного сочетания определенных границ и их оптимальной сближенности располагаются промышленные объекты.

2. Разработка критериев прогнозирования рудных полей проведена на примере двух эталонных районов в масштабе 1 : 50 000. Установлены критерии: структурные, магматические, минералогические, гидротермально измененных пород, геохимические, позволяющие локализовать прогнозную территорию до размеров, исчисляемых в первом десятке квадратных километров. Делалось это последовательно. Тектонические и магматические критерии определяют общую площадь перспективной территории. Гидротермально измененные породы определенного состава, возраста и степени интенсивности очерчиваются в пределах этого контура наиболее благоприятные зоны. Геохимические аномалии фиксируют локальные прогнозные участки (рудное поле). Принимались во внимание их интенсивность, полиметальность, состав, контрастность преобладания главных компонентов, сближенность аномалий в пространстве, зональность, достоверность выделения и др. Определение типа оруденения, его состава и, наконец, общая прогнозная оценка всего участка в целом осуществлялись по всему комплексу геологических и геохимических критериев.

3. Разрабатываемые прогнозные критерии и сделанные на их основе рекомендации получили подтверждение практикой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескин С.М. Типы редкометаллоносных интрузивных формаций. - В кн.: Методика типизации региональных структур и магматических формаций, разработанная применительно к металлогеническому анализу и прогнозированию в складчатых областях.. М., 1975.
2. Беус А.А., Григорян С.В. и др. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М.: Недра, 1965.

- 18572
3. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975.
 4. Галецкий Л.С., Григорян С.В., Зубов М.А. и др. Опыт литогеохимических исследований при геологической съемке закрытых площадей. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1971, вып. 4.
 5. Григорян С.В., Туманян В.З. К методике обнаружения и интерпретации геохимических аномалий. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубоко залегающих рудных месторождений. Иркутск, 1971.
 6. Зубов М.А. О возможности определения минерального типа скрытого оруденения по первичным ореолам. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975.
 7. Иванов В.В., Мейтуб Г.М. Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М.: Недра, 1972.
 8. Квятковский Е.М. Глубинность литохимических поисков по эловиоделювиальным ореолам рассеяния. — Зап. ЛГУ, 1969, т. 56, вып. 2.
 9. Мейтуб Г.М., Иванов В.В., Мотузя Г.Б. Опыт геолого-геохимического прогнозирования рудных районов с применением статистического анализа. — Тр. совещания по основам науч. прогноза месторождения рудн. и нерудн. полез. ископ. Л., 1971.
 10. Мейтуб Г.М., Иванова Т.А., Иванов В.В. и др. Прогнозирование рудоносных площадей. М.: Наука, 1976.
 11. Овчинников Л.Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2.
 12. Рабинович А.В. Геохимические исследования магматических и осадочных пород. М.: Недра, 1970.

В. Д. Баранов, Л. Н. Овчинников

**СТЕРЕОМЕТАЛЛОГЕНИЯ И ПРИНЦИПЫ
ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Задачи и методика исследования

Месторождения колчеданной формации широко распространены в земной коре и имеют важное промышленное значение как сырьевой источник серы, меди, свинца, цинка, золота, серебра, кадмия, селена, теллура, висмута, таллия, индия, галлия, германия. Специфика сырьевой промышленной металлургической базы Советского Союза такова, что в настоящее время и в ближайшем будущем месторождения колчеданной формации будут иметь большое значение как один из главных источников меди, свинца и цинка.

Таблица 1

Масштаб колчеданного оруденения и его статистические пары

Статистические параметры	Запасы металлов в		
	свыше 3000	1000- 3000	300- 1000
Число месторождений	13	29	48
Доля запасов металла от суммарных запасов, %	45,2	28,6	16,7
Среднее содержание, %			
меди	1,66	1,56	1,73
цинка	3,37	3,86	3,08
свинца	1,24	2,11	1,95
серы	27,98	38,31	37,55
Средние запасы металла, тыс. т	5841,0	1655,2	584,3
Относительный масштаб оруденения (масштаб среднего месторождения-1)	12,5	3,6	1,3
Встречаемость типов месторождений, %			
медных	7,7	20,7	20,8
медно-цинковых	23,1	37,9	47,9
медно-свинцово-цинковых	38,5	24,1	20,8
свинцово-цинковых	30,8	13,8	10,3
цинковых	-	3,5	-
свинцовых	-	-	1,9

Запасы наиболее крупных месторождений формации, известных в мире, достигают десяти и более миллионов тонн главных металлов (меди, свинца и цинка). Как подсчитано нами, крупные месторождения колчеданной формации, имеющие запасы выше одного миллиона тонн суммы этих металлов, включают около 74% всех запасов месторождений формации (табл. 1).

Таким образом, крупные месторождения являются основой сырьевой базы колчеданоносных провинций, средние и мелкие месторождения имеют промышленное значение в основном только как спутники крупных. Это, очевидно, и определяет генеральную задачу решения сырьевой проблемы — прежде всего открытие крупных месторождений. В связи с этим перед геологической наукой с особой остротой стоит проблема количественного прогнозирования рудных месторождений.

При рассмотрении этой проблемы мы поставили перед собой, в частности, следующие задачи:

1) выявить самые общие закономерности распределения месторождений по величине запасов руды и металла;

метры

месторождении, в тыс. т

100-300	30-100	10-30	3-10	1-3	менее 1
53 5,6	82 3,0	61 0,7	45 0,2	19 0,023	10 0,004
1,78	1,92	1,65	1,60	1,52	1,30
2,55	2,70	2,69	2,71	1,52	1,08
1,33	1,33	1,76	2,13	-	-
35,11	35,24	34,03	34,89	37,61	36,69
178,7	62,4	18,2	6,2	2,0	0,6
0,4	0,1	0,04	0,013	0,004	0,001
30,2	30,5	41,0	57,8	63,2	90,0
41,5	42,7	39,3	22,2	36,8	10,00
17,0	14,6	8,2	11,1	-	-
9,4	9,8	4,9	6,7	-	-
-	2,4	14,8	2,2	-	-
-	1,6	-	-	-	-

2) на примере отдельных провинций, рудных районов и полей показать основные геолого-статистические пространственные закономерности размещения колчеданного оруденения различного масштаба;

3) наметить общие геологические и геохимические критерии и признаки, определяющие масштаб запасов месторождений;

4) попытаться выявить и систематизировать основные факторы, определяющие количественный минерально-химический состав, с тем чтобы наметить пути совершенствования принципов и методов прогнозирования.

Для решения этих задач: а) были обобщены фактические данные по колчеданным месторождениям мира; б) осуществлен объемный пространственно-статистический анализ закономерностей размещения оруденения в главных колчеданных провинциях Советского Союза и некоторых зарубежных стран; в) проведены производственно-методические работы по объемному геолого-геохимическому изучению некоторых рудных полей и месторождений на Рудном Алтае.

Таблица 2

Запасы и содержания серы и основных металлов в рудах месторождений различных

Геосинклинальных зон	Тип формаций	Количество месторождений	Запасы				
			руды (% от общей суммы)	меди, свинца, цинка (% от общей суммы)	доля * запасов меди в сумме (в %) Cu+Zn+Pb	максимальные по руде, тыс. т	максимальные по металлу, тыс. т (Σ , Me)
1	2	3	4	5	6	7	8
Первичные эвгеосинклинальные	Ультрабазиты, серпентиниты	7	5,7	0,4	100 82,8	11655	254,4
	Габбро-габбродиориты	4	4,8	0,36	86,65 69,7	10000	150,0
	Базальтовая-андезит-базальтова	40	3,4	2,2	75,35 67,0	52556	864,5
	Липарит-базальтова	114	21,0	22,2	46,83 44,0	160000	5888
Вторичные геосинклинальные (андезитовый тип)	Андезитовая	40	15,9	11,7	41,9 37,0	300000	3338
	Липаритовая, базальт-липаратовая и т. п.	102	47,7	52,1	25,7 26,0	400000	9570
	Терригенно-сланцевая и терригено-карбонатная	18	11,0	11,1	27,92 27,0	100000	6200

* В числителе по промышленным, в знаменателе по общим содержаниям в рудах.

Во всех случаях особое внимание уделялось систематике параметров рудоносности на основе геолого-статистического обобщения огромного цифрового материала, в первую очередь данных по составу руд и околоврудно измененных пород.

При обобщении данных по колчеданным месторождениям мира мы пользовались многочисленными источниками. Мы располагаем различными данными по многим сотням месторождений, но только для 400 из них наша сводка наиболее полна и достоверна и включает представительные сведения по запасам и средним содержаниям рудных компонентов. Эти наиболее крупные из известных и наиболее изученные месторождения являются основными промышленными объектами формации и отражают основные ее геологические черты в целом.

В статистической обработке материалов мы пользовались простейшими методами и они особого пояснения не требуют. Простран-

рудовмещающих формаций

Запасы		Средние содержания									
средние по руде, тыс. т (в %)	средние по металлу, тыс. т	промышленные				общие (в контурах рудных тел)				ΣMe (Cu+Zn+Pb)	S/ ΣMe
		Cu	Zn	Pb	S	Cu	Zn	Pb			
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	2,96	-
3470 (0,29)	85,6 (0,18)	2,47	-	-	-	2,47	0,35	0,14	2,96	-	
5136 (0,43)	106,3 (0,23)	1,73	1,57	-	30,8	1,73	0,61	0,14	2,48	12,4	
3940 (0,33)	98,2 (0,21)	1,96	1,10	-	44,6	1,89	0,79	0,12	2,8	15,9	
7820 (0,65)	319,8 (0,69)	1,96	2,39	0,48	36,45	1,92	2,18	0,12	4,22	8,6	
16835 (1,40)	478 (1,03)	1,27	7,18	4,14	34,7	1,21	1,40	0,62	3,23	10,7	
19858 (1,65)	837 (1,80)	1,66	3,67	1,28	25,81	1,18	2,61	0,71	4,50	3,1	
25850 (2,14)	1010,8 (2,17)	1,47	4,10	1,28	34,4	1,12	2,46	0,60	4,18	8,2	

ственno-статистический анализ закономерностей размещения оруднения проводился с широким привлечением вертикальной координаты: гипсометрии рудных объектов и данных о глубинном строении земной коры (прежде всего по гравиметрическим данным). Такой подход дает реальную возможность переходить к изучению металлогенеза трехмерного пространства — стереометаллогенезу. Задачи и перспективы этого научного направления рассмотрены нами в специальной статье [6].

Общие геолого-геохимические закономерности и связи

В результате геолого-статистического обобщения имеющихся материалов установлены следующие факты и закономерности.

1. Средние содержания и запасы рудообразующих химических элементов колчеданных месторождений в целом и по каждой про-

Таблица 3

Изменения средних содержаний химических элементов в рудах

Элемент	Доля меди в суммарных запасах		
	100-75	100-45	75-45
Co	0,05-0,1		0,01-0,05
Mo	0,02-0,05		0,005-0,02
As	0,002-0,1		0,05-0,3
Bi	0,003		0,005-0,01
Se	0,0005-0,005		0,005-0,03
Te	0,003		0,003-0,02
Ge		0,0003-0,0005	
In		0,0005-0,002	
Au	до 2-10 (г/т)		0,5-4 (г/т)
Ag	15 (г/т)		15-30 (г/т)
Sb		0,001-0,002	
Ga	0,002-0,006		0,004-0,08
Cd		0,0005-0,001	
Tl	0,003		0,003-0,008
Hg	?		?

Возможны повышения: * Иногда до нескольких процентов; ** в существенно свинцовых месторождениях до 0,01%; *** в углисто-глинистых сланцах; **** иногда до 18 г/т.

винции в отдельности связаны линейной зависимостью со средними содержаниями этих элементов в земной коре (кларками). Это положение, общее для всех рудных месторождений, наиболее отчетливо проявлено для колчеданной формации.

2. Соотношения средних запасов и средних содержаний триады главных металлов в рудах всей совокупности месторождений колчеданной формации соответствуют их кларковому соотношению в изверженных породах основного состава.

3. Отдельные колчеданные провинции характеризуются совпадением отношений средних содержаний меди, цинка и свинца в рудах в различных группах изверженных пород.

4. Рудовмещающие колчеданоносные геосинклинальные формации укладываются в порядок увеличения кислотности магматитов в закономерный ряд со следующей последовательностью: 1) ультрабазиты краевых зон глубинных разломов; 2) интрузивы габброидов краевых и поперечных глубинных разломов; 3) слабо дифференцированная существенно базальтовая и андезито-базальтовая формация; 4) липаритово-базальтовая формация (2-4 - первый ритм дифференциации базальтового (толеитового) ряда); 5) андезитовая,

различных геохимических групп колчеданных месторождений (в %)

металла (медь + цинк + свинец), %

45-15	45-0	15-0
	0,002-0,015 0,002-0,008	
0,05-0,25	0,0005-0,005 **	0,005-0,1 *
0,001-0,01 0,0005-0,003		0,0005-0,001 0,0005-0,001 (до 0,002) ***
	0,0001-0,0008 0,0002-0,0005	
0,2-3 (г/т)	40-200 (г/т)	0,5-2 (г/т)****
0,002-0,003 0,05-0,2	0,001-0,003	0,0003-0,001 0,005-0,05 (до 0,03)
0,005-0,01 ?		0,1-0,03 (до 0,5) до 0,004

дацит-андезитовая; 6) базальт-липаритовая, дацит-липаритовая, липаритовая (геосинклинальная и раннеорогенная); 7) терригенно-сланцевая и терригенно-карбонатная формации, парагенетически и фациально связанные с двумя последними геосинклинальными формациями; 8) гранодиоритовая (позднегеосинклинальная или раннеорогенная) (5-8 – второй ритм дифференциации андезитового ряда).

Перечисленный обобщенный зональный рядрудовмещающих вулканогенных формаций и соответствующих им интрузивных комагматов отражает в возрастающей степени как временную, так и пространственную их дифференацию в колчеданных провинциях. Глобальная эволюция колчеданного оруденения также направлена на повышение степени его дифференциации.

5. Рядрудовмещающих колчеданных формаций слабо дифференцированная базальтовая, липарит-базальтовая, андезитовая, липаритовая, терригенно-сланцевая (аспидная), терригенно-карбонатная – соответствует изменению состава и строения земной коры от океанической до континентальной с увеличением мощности гранитно-метаморфического слоя от 0 до нескольких десятков километров.

Таблица 4

Примерные количественные соотношения колчеданных руд и пород рудовмещающей формации

Провинция	Тип формации	Количество месторождений		Весовые соотношения металлов в руде - в породе формации
		на 100 км длины провинции	на 100 км провинции	
Урал, Магнитогорский синклиниорий	Липарит-базальтовая	10	0,55	$0,6 \cdot 10^{-6}$
Квебек, Канада	От базальтовой до липаритовой	7,2	1,24	$0,1 \cdot 10^{-6}$
Япония (Куроко)	Анdezитовая дацит-липаратовая	8		$7,5 \cdot 10^{-6}$
Испанско-Португальский пиритовый пояс	Базальт-липаратовая	40	1,3	$2 \cdot 10^{-6}$
Рудный Алтай	Базальт-липаратовая, дацит-липаратовая	27	1,6	$1,3 \cdot 10^{-6}$

6. В соответствии с указанным рядом формаций закономерно меняются состав руд, содержание серы и основных металлов (меди, цинка и свинца), элементов-примесей, их запасы, доля крупных месторождений и их максимальные запасы в следующем порядке (табл. 2):

- а) доля меди в сумме запасов основных металлов падает от 100 до 0%;
- б) соотношение содержаний серы - основные металлы падает от 16 до 4;
- в) закономерно возрастают содержания цинка и свинца в соответствии с постепенным уменьшением содержания меди; в соответствии с общим зональным рядом меняется содержание металлов-примесей (табл. 3);
- г) возрастает общая степень (контрастность) дифференциации оруднения от последовательной до резко контрастной (от первого до второго ритма дифференциации);
- д) степень концентрации руд (средние запасы руд, сумма запасов основных металлов, доля крупных месторождений, весовые соотношения металлов в руде - порода формации см. табл. 2, 4, 5) возрастает в указанном ряду в 10-20 раз от первой (ультрабазиты) до седьмой (терригенной и терригенно-карбонатной).

Таблица 5

Соотношения объемов рудоносных площадей Рудного Алтая

№ пп	Площади и их соотношения	Рудный Алтай в целом, км ²	Алтай- ско-Ир- тышская зона, км ²	Змеино- горско- Зырянов- ская зона, км ²
1	Общая площадь	23296	13112	10184
2	Площадь, лишенная районов выхода нижнего палеозоя и гранитоидов	9968	6248	3720
3	Общая площадь выхода дацито-липаритовой формации	4350	2450	1900
4	Объем дацито-липаритовой формации	8700	-	-
	Отношение 3-го к 1-му	~0,2	~0,2	~0,2
5	Общая площадь рудных полей	906	525	381
	Отношение 5-го к 3-му	~0,2	~0,2	~0,2
6	Отношение средней площади месторождения к средней площади рудного поля	~0,2	-	-
7	Отношение среднего объема рудных тел к средней площа-ди месторождения	~0,2	-	-

7. В пределах каждой формации или колчеданоносной структурно-формационной зоны (провинции) колчеданные месторождения четко дифференцируются на четыре группы с соответствующими средними модальными значениями доли меди в суммарных запасах меди, цинка и свинца. Эти главные дискретные геохимические уровни концентрации или дифференциации колчеданного оруденения могут быть положены в основу систематики месторождений. Пограничными значениями этих групп в долях меди (%) являются величины 75, 45 и 15. Каждой формации присущее свое количественное соотношение указанных групп и минерально-геохимических типов месторождений (табл. 6).

8. В пределах каждой формации состав оруденения меняется от существенно медного до существенно цинкового, свинцово-цинкового и свинцового в прямой корреляции с возрастанием соотношения K_2O/Na_2O и K_2O/SiO_2 в вулканитах и со степенью контрастности дифференциации. Эти изменения находятся в соответствии с увеличением глубины залегания поверхности "базальтового" слоя. С содержанием K_2O в вулканитах прямой корреляцией связаны содержание и запасы наиболее подвижных элементов (фронтальных в зональном ряду): Pb, Sb, Ag, Au.

Таблица 6

Запасы и средние содержания основных металлов и серы колче-

Геохимические уровни по доле меди в сумме запасов	Рудовмещающие формации			
	ультра- базиты	габброиды	слабодифферен- цированная базальтовая	
	I	II	III	
Средние содержания, %				
Cu	$\begin{cases} >75 \\ 45-75 \\ 15-45 \\ <15 \end{cases}$	$\begin{cases} 2,47 \\ - \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 1,77 \\ 0,59 \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 2,31 \\ 1,47 \\ 2,53 \\ - \end{cases}$
Zn	$\begin{cases} >75 \\ 45-75 \\ <15-45 \\ >15 \end{cases}$	$\begin{cases} 0,35 \\ - \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 0,35 \\ 1,57 \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 0,38 \\ 1,03 \\ 4,54 \\ - \end{cases}$
Pb	$\begin{cases} <75 \\ 45-75 \\ 15-45 \\ <15 \end{cases}$	$\begin{cases} 0,14 \\ - \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 0,14 \\ 0,14 \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 0,14 \\ 0,10 \\ 0,12 \\ - \end{cases}$
S	$\begin{cases} >75 \\ 45-75 \\ 15-45 \\ <15 \end{cases}$		$\begin{cases} - \\ 30,84 \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 35,94 \\ 47,07 \\ 40,53 \\ - \end{cases}$
SΣMe	$\begin{cases} >75 \\ 45-75 \\ 15-45 \\ <15 \end{cases}$		$\begin{cases} - \\ 9,35 \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 12,44 \\ 18,10 \\ 5,64 \\ - \end{cases}$
Сумма запас- сов, %	$\begin{cases} >75 \\ 45-75 \\ 15-45 \\ <15 \end{cases}$	$\begin{cases} 100,0 \\ - \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 67,03 \\ 32,97 \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 42,15 \\ 54,63 \\ 3,2 \\ - \end{cases}$
Средние запасы, отн. ед.	$\begin{cases} >75 \\ 45-75 \\ 15-45 \\ <15 \end{cases}$	$\begin{cases} 0,18 \\ - \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 0,20 \\ 0,30 \\ - \\ - \end{cases}$	$\begin{cases} 0,14 \\ 1,07 \\ 0,05 \\ - \end{cases}$

9. Руды, залегающие в липарит-базальтовой, андезитовой и су-
щественно липаритовой рудовмещающих формациях, имеют соотноше-
ния суммарных запасов металлов, соответствующие klarкам извер-
женных пород: базальтов, андезитов и липаритов.

10. Колчеданные месторождения, приуроченные к терригенно-

данных месторождений различных рудовмещающих формаций

Рудовмещающие формации

дифференцированная ли-парито-ба-зальтовая	андези-товая	базальт-липаритовая, липаритовая	терригенно-сланцевая, терригенно-карбонатная	гранодиоритовая
IV	V	VI	VII	VIII
2,17	1,31	1,80		1,79
2	3,51	3,70		1,28
1,43	2,23	1,43		1,02
1,70	0,89	0,85	0,24	0,67
0,27	0,32	0,35		0,35
1,39	2,51	2,77		0,67
3,06	5,68	3,44		3,24
2,74	7,14	3,85	2,29	5,56
0,11	0,12	0,14		0,14
0,53	0,44	0,93		0,14
0,46	0,14	1,09		0,75
0,67	4,15	1,33	3,14	1,30
37,17	44,49	16,69		34,99
24,47	21,76	19,09		31,82
38,07		31,67		
14,44	26,60	10,60		36,01
14,58	25,42	7,07		15,35
8,55	3,77	2,67		15,22
8,28		5,95		
4,23	2,41	2,00		5,04
4,21	38,98	13,65		20,02
38,11	0,35	6,81		7,94
57,35	0,12	23,01		2,07
0,33	60,70	56,53	100,0	69,97
0,18	0,80	1,32		0,98
0,73	0,15	1,04		1,03
1,07	0,02	1,83		0,81
0,05	1,47	2,20	0,02	5,47

карbonатной и песчано-сланцевой (аспидной) формациям, по геохимическим особенностям являются аналогами месторождений, связанных с андезитовой и базальт-липаритовой (липаритовой) формациями. Это свидетельствует о фациальном и генетическом (геологотектоническом) единстве этих осадочных и вулканогенных формаций,

а промышленное оруденение, связанное с амагматическими формациями, отличается наибольшей контрастностью распределения состава между группами месторождений.

11. В каждой колчеданной провинции весь зональный ряд элементов повторяется в вертикальной зональной шкале оруденения, включая первичные геохимические ореолы. При этом региональный градиент зональности зависит от глубинного строения земной коры и увеличивается с приближением к базальтовому слою.

12. Существует отчетливый гипсометрический уровень максимальной концентрации оруденения как для провинции в целом, так и для рудного района и отдельного месторождения. В вертикальном разрезе этот уровень занимает узкий интервал в 400–500 м, который вмещает около 70–75% запасов руды и металла всего месторождения или рудного района [7]. Установлена прямо пропорциональная связь масштаба оруденения с его распространением по вертикали при любом первичном морфологическом типе рудных тел.

13. Закономерности изменения геохимического уровня концентрации и гипсометрического положения оруденения того или иного блока земной коры и определяют структуру его геохимической зональности, которая в общем определяется глубинным разрезом земной коры (глубиной залегания поверхности Конрада, в частности) и каркасом глубинных краевых и поперечных разломов. Общая тенденция такова: с удалением от поверхности "базальтового" слоя и от глубинных разломов, прежде всего – от главной краевой зоны глубинного разлома провинции (ультрабазитового и базитового поясов), изменяется состав колчеданного оруденения от существенно медного до существенно цинкового, свинцово-цинкового, свинцового, баритового, баритово-золото-серебряного с соответствующим изменением концентрации металлов-примесей. Структура геохимической зональности отражает каркасно-блоковое строение колчеданных провинций, структуру их эффективной проникаемости для широкого фронтального потока рудоносных растворов.

14. Поперечные разломы разной глубинности имеют ритмичное пространственное распространение, определяя фациально-блоковое строение провинции. Наблюдается прямая связь между частотой глубинных поперечных разломов и степенью фациальной изменчивости, фракционирования и концентрации оруденения в провинции.

15. Крупные промышленные скопления колчеданного оруденения приурочены к участкам пространственного совмещения всех благоприятных уровней концентрации: литолого-стратиграфического, гипсометрического, тектонического (удаление от рудоконтролирующего разлома), глубинного (удаление от поверхности Конрада) и геохимического (аномальные поля с соотношением концентраций, соответствующих рудовмещающей формации, глубинному строению).

Некоторые теоретические предпосылки концентрации колчеданного оруденения

Обобщение фактического материала показывает, что для возникновения любого рудного месторождения необходимо вторичное перераспределение металлов с переходом от рассеяния к концентрации. Масштабы накопления металла в рудных месторождениях определяются степенью распространенности металла в земной коре [5]. Главным процессом, ведущим к концентрации рудного вещества сульфидов металлов в колчеданных месторождениях, является длительная глубинная магматическая дифференциация. Поэтому проблема образования рудоносных растворов в общем виде связана с рядом петрологических проблем. Для колчеданных месторождений она начинается с происхождения рудоносных вулканогенных формаций или соответствующих вулкано-плутонических комплексов.

Не вдаваясь в глубины петрологических проблем, заметим, что современные гипотезы происхождения тех или иных вулканитов не отрицают более глубинного и, очевидно, более позднего происхождения существенно андезитовых, липаритовых (известково-щелочных) вулканогенных формаций по сравнению с существенно базальтовыми формациями толеитового ряда. К обсуждаемому вопросу имеют прямое отношение данные о магматической и рудной зональности в провинциях островных дуг по отношению к сейсмофокальной зоне (зоне Заварышского-Беньофа). Предполагается, что относительно менее глубинные очаги этой зоны дают толеитовую магму. Более глубинные – образуют щелочно-известковую магму.

Можно полагать, что в сложном процессе кратонизации, включающем вулканизм, осадконакопление, интрузивный магmatизм, текtonизм и метаморфизм, последовательность геосинклинального магматизма, и прежде всего вулканизма, от основного базальтового до андезитово-лиparитового, входящего в этот процесс, очевидно, связана с увеличением глубины образования магматического очага.

Данные зависимости состава колчеданного оруденения от состава и строения формации и глубинного строения земной коры могут быть, очевидно, гипотетически согласованы с различными уровнями образования магматического очага в сейсмофокальной зоне. При этом в одной и той же эвгеосинклинальной зоне маловероятно одновременное образование одинаково рудоносных базальтовой и андезитовой формаций, а также и оруденения, так называемых уральского и алтайского типов (первого и второго). Должна быть обязательной смена одного процесса другим, от одного цикла к другому, что в общем подтверждается тем, что андезитовые и существенно липаритовые геосинклинали являются вторичными, которым предшествовали стадии эвгеосинклинального развития с базальтовым вулканизмом. С этим согласовывается общий "базальтовый" состав оруденения колчеданной формации в целом и взаимодополняющие гистограммы дифференциации существенно базальтовой (липарит-базальтовой) и андезитовой (базальт-лиparитовой) формаций.

Если не вызывает сомнения возможность первичного происхождения базальтов и андезитов из мантии, то механизм дальнейшей их дифференциации до выделения в значительном объеме существенно липаритовой фракции является предметом дискуссии. Гипотеза о сульфуризации базальтовой магмы [4] может объяснить, с одной стороны, большие объемы кислых дифференциатов и, с другой – генетическую и пространственную связь сульфидных руд с липаритами и порфирами [8].

Американские исследователи [11] показали, что сера реагирует с синтетическим фойялитом при температуре 800°C и под давлением 2000 кбар по формуле $2\text{FeSiO}_4 + \text{S} = \text{FeS} + \text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{SiO}_2$.

То же самое возможно и для других минералов: $4\text{MgSiO}_4 + \text{S} \rightarrow \text{FeS} + \text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{MgSiO}_3$; $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{S} \rightarrow \text{FeS} + \text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{CaSiO}_3 + 4\text{SiO}_2$. Отсюда был сделан вывод, что сульфуризация горячих базальтоидных интрузий может образовать сульфидные руды.

Первые наблюдения на эту тему касались возможности образования именно таким способом пиротин–пентландитовых руд в магматических месторождениях. Основной принцип этой гипотезы – металлы извлекаются из магмы при воздействии на нее серы в гидротермальном растворе, проникающем из глубинного источника. Описаны примеры замещения мafических силикатов сульфидами в основных магматитах, приведены данные о дефиците серы в ультраосновных породах, с которыми связывают медно–никелевое оруденение. Весьма интересны данные о ликвации: основная магма – сульфид и базальтовой магме.

Пространственная ассоциация руд одного из магматических месторождений (не с норитом, а с кварцевым диоритом) рассматривается [9] как результат сульфуризации норита. В работе [10] отмечается, что если парциальное давление воды в остывающей магме оказывается высоким, то железо окисляется и образует магнетит и, таким образом, происходит обогащение магмы кремнием. Сульфуризация, при которой выделяются железо и халькофилы из силикатов для образования сульфидов и магнетита, ускоряет этот процесс. После выделения при температуре 1100°C закиси железа и других рудных элементов из основной магмы, образующих сульфиды, оставшееся кремнистого состава вещество преобразуется в магму, а сульфиды, возникшие при высокой температуре, должны образовывать несмешивающуюся жидкость с силикатной магмой и также растворы. Поскольку в колчеданных провинциях наиболее интенсивная магматическая дифференциация приурочена к наиболее глубинным поперечным разломам, то можно предположить, что именно с ними связаны глубинные потоки водорода, серы и других компонентов. Можно только в самом общем гипотетическом виде полагать, что многоэтапный и сложный процесс магматической глубинной дифференциации определяет основные черты гипогенной зональности колчеданного оруденения. Двухэтапный гетерогенный процесс образования первичных базальтовой и андезитовой магм – первая предпосылка для образования оруденения того или иного состава. Каждая из этих магм испытывает в очаге дополнительную дифференциацию.

По геологическим данным процесс магматической дифференциации длительный, и последние этапы могут быть значительно оторваны во времени от первых. Можно полагать, что первичный состав растворов зависит от степени предшествовавшей магматической дифференциации. Поскольку эта дифференциация, очевидно, дискретна, то это должно иметь отражение в полихронности региональной геохимической зональности. Поскольку структура геохимической зональности тесно связана с эффективной проницаемостью земной коры и ее ритмично-блоковым строением, то положение рудоносных геохимических уровней закономерно по отношению к крупным глубицким разломам.

То же самое можно в общем виде сказать и о положении оруденения по отношению к блоково-слоевому глубинному строению земной коры. Если предположить, что эвгеосинклинальный и вторичный геосинклинальный магматизм формирует кору — наращивает его гранитно-метаморфический слой, то только определенному ее разрезу будут соответствовать рудоносный магматизм и концентрация колчеданного оруденения определенного состава.

В связи с общим принципом изостазии структурно-формационные зоны с относительно кислым составом земной коры, с более мощным гранитно-метаморфическим слоем в позднегеосинклинальный и орогенный этап имеют относительно высокий рельеф (первичный либо вторичный относительно процесса рудообразования с высокой степенью унаследованности). А поскольку на рудоотложение, по-видимому, оказывает прямое влияние близость земной поверхности (уровень высоких коллекторных свойств пород, область понижения температуры, водоносный слой), то наиболее подвижные рудные компоненты концентрируются на относительно высоком гипсометрическом уровне.

Таким образом, глубинное строение земной коры, состав и характер геосинклинального и орогенного магматизма, структура геохимической зональности, рельеф в момент рудообразования, состав рудных растворов, структура гидротермального рудообразующего потока находятся в генетической связи и в спределенном закономерном временном и пространственном соответствии. Нарушение этого соответствия в то или иное время или выпадение из общей цепи процесса рудно-магматической дифференциации того или иного звена не приводит к крупной концентрации рудного вещества.

Таковы самые общие фактические и теоретические предпосылки количественного геолого-геохимического прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевская М.Б. и др. Вулканогенные формации базальтоидного ряда и связь с ними колчеданного оруденения в различных провинциях СССР. — В кн.: Эволюция вулканизма. М.: Недра, 1973.
2. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.

3. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
4. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 12.
5. Овчинников Л.Н. Прогнозная оценка мировых запасов металлов в месторождениях суши. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
6. Овчинников Л.Н., Баранов В.Д. Проблема стереометаллогенеза. — В кн.: Проблемы металлогенеза и рудогенеза, Алма-Ата: Наука, 1974.
7. Овчинников Л.Н., Баранов В.Д., Лутков Р.И. Вертикальный размах и зональность колчеданного оруденения Алтая, Урала и Кавказа. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 4.
8. Cheney E.S., Lange I.M. Evidence for sulfurization and the origin of some Sudbury type ores. — Miner. deposita, 1967, v. 2, N 2.
9. Hawley I.E. Upside-down zoning at Frood, Sudbury, Ontario. — Econ. Geol., 1965, N 60.
10. Kennedy G.C. Some aspects of the role of water in rock melts. — Geol. Soc Amer. Spec. Pap., 1955, N 62.
11. Kullerud G., Joder H.S. Sulfide-silicate reactions. 1963—1964. — Annu. Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash., 1964.

В. В. Иванов

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СЫРЬЕВЫХ ИСТОЧНИКОВ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Первые данные о сырьевых источниках кадмия, индия, таллия, галлия, германия, висмута, селена, теллура, рения были получены совсем недавно, менее 20 лет назад, когда их использование промышленностью находилось еще на низком уровне. В настоящее время положение существенно изменилось, годовое мировое производство и потребление многих перечисленных элементов измеряется тысячами (кадмий, селен) и сотнями—десятками (теллур, германий, индий) тонн, а освоенные мировые сырьевые ресурсы большинства из них довольно ограничены. Значительные перспективы имеют рений и таллий, хотя их мировое производство сейчас составляет всего единицы тонн. Для редких элементов характерно появление новых потребителей, часто неожиданное, в связи с чем освоенные сырьевые источники каждого из них должны многократно превосходить известные потребности.

Этой проблеме в практическом плане и были в основном посвящены проведенные исследования. Необходимо было выяснить распространность редких элементов—примесей в известных месторождениях и условия, наиболее благоприятные для концентрации редких элементов, а также попытаться выявить новые сырьевые источники наиболее дефицитных из них. Все это осложнялось рассеянным

характером нахождения элементов в рудах, низкими их содержаниями и их слабой геохимической изученностью. Если закономерности распределения и минеральные ресурсы широко распространенных цветных металлов начали изучаться еще в прошлом столетии и многие методические вопросы давно решены, то геологию редких элементов необходимо было изучить в кратчайший срок, начав почти с нуля и не имея традиционных методов исследований. Проблема решалась в нескольких направлениях: 1) разработка точных аналитических методов определения элементов в различных видах минерального сырья; 2) разработка методики геохимического прогнозирования и перспективной оценки рудоносности территорий; 3) изучение геохимии отдельных элементов. Первое направление в значительной мере было решено в 50-е — начале 60-х годов силами химиков-аналитиков ИМГРЭ. Наибольший вклад в развитие аналитической химии халькофильных элементов внесли В.С. Салтыкова, А.А. Блюм, Л.Г. Логинова, А.А. Розбянская, К.Г. Исаева, Н.З. Курбанова, И.С. Разина, И.И. Назаренко, Л.И. Сердобова. В результате точных, высокочувствительных анализов, выполненных ими и другими исследователями в огромном количестве на специально отобранных геологических материалах, были выяснены основные черты геохимии редких халькофильных элементов. Имеющиеся успехи в выяснении вопросов геохимии редких элементов в нашем институте в значительной степени связаны с именами Н.Д. Синдеевой, О.Е. Юшко-Захаровой, И.И. Назаренко (селена и теллура), Н.М. Прокопенко и др. (индия), Н.Н. Поповой и Э.Ф. Минцера (висмута), Е.М. Поплавко, В.Н. Гороховой и др. (рения), А.С. Жуковой, Ю.Е. Баранова, Ю.П. Костины, Е.С. Мейтова (германия). Основные результаты исследований этих и других элементов нашли отражение в монографии "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов" (том 1, 1964), а также в методических рекомендациях по прогнозированию, поискам, разведке и оценке месторождений соответствующих элементов. Не имея возможности остановиться на многочисленных специфических геохимических вопросах прогнозирования каждого элемента, затронем только основные вопросы разработанной общей методики геохимического прогнозирования сырьевых источников элементов, и в качестве примера приведем некоторые обобщенные фактические данные.

Известно, какое большое значение имеет формационный анализ в прогнозно-металлогенических исследованиях. Применительно к редким элементам он имеет свою специфику и был использован впервые. Его применение возможно потому, что однотипные месторождения имеют сходные закономерности распределения редких элементов. При проработке большого аналитического материала по месторождениям различных типов выяснилось, что сходство и различие поведения элемента как в однотипных, так и разнотипных месторождениях надежно может быть установлено только в результате специальной статистической обработки фактических данных по отдельным минералам [5].

Был разработан способ получения наиболее правдоподобных статистических оценок распределения элементов различного уровня специально для сопоставления аналитических данных разной представительности [11]. Он позволил с относительно небольшой затратой времени получить оценки средних содержаний элементов наибольшей точности из всех возможных оценок для данной совокупности анализов, несмотря на то что использовались данные различных исследователей, полученные при различных методах опробования и анализа. Важно использовать возможность определения примерного количества анализов, достаточного для вывода статистических значимых оценок среднего, если есть данные по распределению элемента в минерале известного типа месторождения и разброс крайних содержаний. По этой методике были подсчитаны оценки средних содержаний элементов-примесей в минералах отдельных месторождений, однотипных месторождений одного района и разных регионов — генеральные оценки для типа в целом с учетом всего известного материала. По этим данным были определены наиболее обобщенные оценки — генеральные средние содержания элементов для каждого рудного минерала — минеральные кларки (табл. 1).

Эти предельно обобщенные величины кларкового характера использованы для определения роли различных отраслей цветной металлургии в отношении редких элементов-примесей. Например, показано, что в отношении индия существенную роль может играть не только цинковая, но и медная отрасль производства, что ранее не учитывалось и т.д.

Полученная в результате обобщения имеющегося материала система статистических оценок разного уровня средних содержаний каждого элемента в главных рудных минералах легла в основу всех построений и выводов. Были показаны существенные, значимые ста-

Таблица 1

Генеральные оценки средних содержаний рассеянных элементов в некоторых главных рудных минералах, г/т

Минерал	Re	Se	Te	In	Cd	Tl	Ga	Ge	Se
Кларк в земной коре по А.П. Вигноградову (1962)	0,00n	0,0n	0,00n	0, n	0,1	1,7	26	1,4	10
Пирит	0,2	61	21	-	-	7	-	-	-
Сфалерит	-	10	-	49	2700	19	32	43	-
Халькопирит	0,1	86	37	12	89	-	-	-	-
Галенит	-	55	20	4	72	4,6	-	-	-
Молибденит	114	110	29	2	-	1	-	-	-
Кассiterит	-	-	-	24	-	-	40	-	90

тистически различия оценок средних содержаний элементов в минералах различных типов месторождений (табл. 2). Показаны также статистически значимые сходство и различие оценок средних содержаний элементов в минералах однотипных месторождений различных рудных районов и провинций (табл. 3).

Существенные различия выявились по оценкам средних содержаний для одних и тех же минералов в отношении индия, рения, германия, таллия, висмута, серебра, в меньшей степени для кадмия, палладия, селена, теллура. Эти же элементы показали наибольшую контрастность оценок средних содержаний в однотипных месторождениях различных районов (см. табл. 3). Вместе с тем установлено, что большей частью различие средних содержаний элемента в одном и том же минерале однотипных месторождений разных районов статистическим анализом не подтверждается. В большинстве случаев это связано с недостатком аналитических данных.

Выведенные оценки средних содержаний элементов-примесей главных минералов ведущих геологопромышленных типов месторождений цветных металлов (см. табл. 2) позволили показать, в частности, что некоторые типы известных месторождений цветных металлов, обогащенные индием, теллуром, рением, после отработки существующих сегодня объектов со временем перестанут играть существенную роль в сырьевых базах этих элементов.

В связи с этим еще более актуальными становятся задачи прогнозирования и обнаружения новых сырьевых источников рассеянных элементов.

Прогноз проводился в двух направлениях: 1) прогнозирование и поиски совершенно новых крупных сырьевых источников элементов; 2) прогнозирование и определение перспектив выявления крупных месторождений-концентраторов элементов известных типов. Обе задачи решались на основе выявленных геолого-геохимических особенностей природных концентраций соответствующего элемента. Первая — путем целенаправленного изучения распространенности элемента в геохимически благоприятных для его накопления, но не изученных ранее природных образованиях. Несмотря на сложность решения задачи, в разное время удалось получить некоторые результаты. Сейчас уже стало привычным считать оловосульфидные месторождения наилучшими концентраторами индия, а колчеданные и медно-никелевые — селена и теллура. То же относится к богатым германиевым стратиформным месторождениям, обогащенным рением медно-молибденовым порфировым рудам и т.д. Теперь это главные технологически освоенные типы концентраций этих элементов. Среди новых крупных сырьевых источников редких халькофильных элементов, большинство из которых еще не вовлечено в сферу промышленного использования или используется недостаточно, отметим, например, индийсодержащие халькопиритовые концентраты колчеданных, порфировых и других месторождений; ренийсодержащие каустобиолиты и горючие сланцы нефтяного ряда [9]; германийугольные месторождения [1, 6]; селеноносодержащие и кадмийсодержащие пест-

Таблица 2

Средние содержания (в г/т) элементов-примесей в минералах
(в г/т)

Группа и тип пород и месторождений	Минерал	Ga	In	Sc
<u>Литофильтная</u>				
граниты оловоносные	Кассiterит	50	-	-
	Вольфрамит	-	-	-
граниты редкометальные	Кассiterит	40	-	-
	Вольфрамит	-	-	-
пегматиты гранитные редкометальные	Кассiterит	50	3	160
грейзены и кварцевые жилы	"	75	4	390
	Вольфрамит	5	6	350
	Молибденит	-	-	-
<u>Литофильтно-халькофиль- ная</u>				
кассiterит-силикатно- сульфидный	Кассiterит	30	18	10
	Сфалерит	6	1470	-
	Халькопирит			
	Вольфрамит	8	8	4
молибденит-вольфрами- товый (шеелитовый)	Молибденит	-	-	-
молибденит-халькопири- товый	"	-	-	-
галенит-сфалеритовый в сильно метаморфизован- ных силикатных породах	Халькопирит	-	-	-
галенит-сфалеритовый в скарнах	Сфалерит	5	385	-
	Галенит	-	-	-
	Сфалерит	26	51	-
	Галенит	-	-	-
<u>Халькофильная</u>				
галенит-сфалеритовый в измененных карбонатных породах	"	-	-	-
галенит-сфалеритовый (стратиформный)	Сфалерит	34	50	-
	Галенит	-	-	-
	Сфалерит	90	9	-
	Пирит	-	-	-
галенит-сфалерит-халь- копиритовый в эфузивах	Галенит	-	-	-
	Сфалерит	18	6	-
	Халькопирит	-	14	-
	Пирит	-	-	-
киноварь-антимонит- кварц-карбонатный	Киноварь	-	-	-
	Антимонит	-	-	-

различных геолого-геохимических групп и типов месторождений

	Cd	Se	Te	Bi	Ag	Ge	Re	Tl
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	70	20	-	-	-	-	15	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
3450	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	85	33	-	-	-	-	40	-
-	170	47	-	-	-	-	660	-
-	153	44	76	-	-	-	1,6	-
3600	-	-	-	138	4	-	-	-
-	32	26	787	735	-	-	-	10
4720	-	-	-	-	5	-	-	-
-	124	39	2320	1215	-	-	-	3
-	3	1,8	-	2340	-	-	-	20
2000	-	-	-	224	35	-	-	-
-	28	6	-	318	-	-	-	8,5
2500	-	-	-	-	158	-	-	45
-	-	-	-	-	-	-	-	23
-	550	85	17	676	-	-	-	14
2040	-	-	-	-	1,4	-	-	8
20	150	15	-	222	-	-	-	5
-	90	12	-	-	-	-	-	5
-	57	-	-	-	-	-	-	6

Таблица 2 (окончание)

Группа и тип пород и месторождений	Минерал	Ga	In	Sc
<u>Халькофильная</u>				
антимонит—сульфосольно-	Антимонит	-	-	-
кварцевый	"			
сицирофильно—халько-				
фильная				
халькопирит—пентланцит—	Халькопирит	-	5	-
пирротиновый	"	-	11	-
халькопирит—сфалерит—				
пиритовый				
<u>Сицирофильная</u>	Сфалерит	-	23	-
титаномагнетитовый	Пирит	-	-	-
	Титаномагнетит	-	-	20

Таблица 3

Индий в сфалерите касситерито—сульфидных и некоторых типов

Регион	Месторождение	Количество анализов
Касситерит—		
Северо—Восток СССР	Галимый, Валькумей и др.	89
Якутия	Эгэ—Хая, Депутатское и др.	36
Приморье	Хрустальное и др.	200
Восточное Забайкалье	Шерловогорское	45
	Среднее	281
Высоко—среднетемпературные свинцово—		
Восточное Забайкалье	Савинское '5, Почекуевское и др., Кличкинское	24
Восточное Забайкалье	Чупинское	5
Восточное Забайкалье	Каменское	7
Средняя Азия	Актюзское рудное поле	32
	Среднее	44
Высоко— и среднетемпературные		
Средняя Азия	Алтын—Топкан, Курусай и др.	169
Алтай	Верхнеубинское, Покровское 2 и др.	15
Приморье	Верхнее, 1-й Советский рудник и др.	25
Центральный Казахстан	Акжальское, Гульшадское	20
	Среднее	329

Cd	Se	Te	Bi	Ag	Ge	Re	Tl
-	1,5 34	-	-	-	-	-	3,5 2,7
-	60	-	11	-	-	<0,1	-
20	91	65	-	-	-	-	5
1600	-	-	-	-	-	-	8
-	70	29	-	-	-	0,1	5
-	-	-	-	-	-	-	-

свинцово-цинковых месторождений различных районов

Содержание, г/т			θ	$\pm \lambda$
от	до	среднее		
сульфидные				
100	8000	3200	2280	417
3	3210	896	800	217
50	6100	625	670	11
40	2620	663	642	52
3	6100	682	670	0,7
цинковые в сильно измененных породах				
5	160	63	55	12
260	310	270	-	27
500	1500	1230	-	268
28	2050	576	528	166
28	2050	693	720	142
свинцово-цинковые в скарнах				
Не обн.	68	8,4	5,0	0,3
То же	50	9,1	2,2	0,7
0,2	70	7,0	4,2	1,8
Следы	11	1,3	1,6	1,5
Не обн.	70	7,6	4,7	0,3

Таблица 3 (окончание)

Регион	Месторождение	Количество анализов
Центральный Казахстан	Бытыстау, Карагайлы и др.	56
Западная Европа	Месторождения района г. Осло, Моравии	6
Средняя Азия	Кургашинкан, Джангалык и др.	207
		88
	Среднее	301
Среднетемпературные свинцово-цинковые в эфузивно-		
Алтай	Золотушинское, Зыряновское, Тишийское и др.	78
Джунгарский Алатау	Текели	4
Кавказ	Кафанское, Буронское и др.	4
		10
	Среднее	96
Среднетемпературные свинцово-		
Якутия	Зарница, Кутинское и др.	37
Приморье	Ахобинское, Давгальевское	12
Восточное Забайкалье	Покровское, Каразаргинское и др.	21
Чехословакия	Пришибрам, Кутна Гора	15
ГДР	Фрейберг, Шлагенвальд, Брейтенбрюнн	4
Англия, Ирландия	Лейк Дистрикт, Шропшир, Кардиган	23
Франция	Ла Виллидер, Панасквейра	2
США	Колорадо	18
Япония	Ойцуки	57
	Среднее	189
Кавказ	Садон, Холст и др.	124
Болгария	Крушев Дол и др.	8
Средняя Азия	Боорду и др.	52
	Среднее	184

Примечание. $\hat{\theta}$ — наиболее вероятное среднее; $\pm \lambda$ — точность оценки среднего при надежности 0,95.

роцветные породы некоторых районов: Этим новым природным источникам редких элементов принадлежит большое будущее.

Наиболее сложные вопросы возникли при решении второй прогностической задачи — перспективной геолого-геохимической оценки территории на обнаружение типов минерализации, обогащенных тем или иным редким элементом—примесью. Для этого пришлось обратиться

Содержание, г/т			$\hat{\theta}$	$\pm \lambda$
от	до	среднее		
То же	630	160	95	20
3	100	37	32	39
Не обн.	500	61,0	55	0,09
6	171	52	54	21,0
Не обн.	500	58	55	0,02
осадочных толщах (колчеданно-полиметаллические)				
Не обн.	66	5,6	4,5	0,9
10	20	15	-	5
22	370	140	-	165
Не обн.	42	7,6	-	9
То же	370	12	6,0	0,9
цинковые в силикатных породах				
Не обн.	5000	480	250	150
100	500	260	200	34
4	600	289	260	78
5	2000	600	-	280
10	1000	450	-	471
Не обн.	300	50	-	31
200	300	250	-	119
Не обн.	1000	170	-	125
То же	1000	300	-	69
"	5000	316	217	7,5
"	350	15	-	5
"	28	8	-	7
"	83	21	14	7
"	350	16	15	0,4

к обширным материалам по геолого-геохимическим особенностям и закономерностям размещения месторождений различных широко распространенных металлов. Возможность этого определялась вовлечением в круг исследований ИМГРЭ практически всех главных типов рудных месторождений. Проведенное на первых порах сопоставление геохимических особенностей большого числа разнотипных

Таблица 4. Геохимическая группировка месторождений

№ группы	Название группы	Главные компоненты руд	Основные малые и редкие металлы руд	Тип: тектоносфера; коры; геотектонических структур; остаточное гравитационное поле (предшествующие оруденению)	Характер глубинных процессов; направленность препрудниковых и синрудниковых вертикальных и горизонтальных движений блоков земной коры; положение оруденения в блоке; горизонтальные глобальные движения	
					1	2
					3	4
					5	6
I	Литофильная	Si, K, Na, F, Sn, W, Mo, Ta, Be, Zr	Rb, Cs, Sc, Ga, Ge, Tl, Bi, U, Th	Континентальный; мощная кора, гранитный слой > базальтового; складчатость завершенная или активизацией; Δg резко отрицательное	Разуплотнение вещества; поднятия длительного развития; в удалении от краевых частей поднятий; сдвигание континентальных плит	
II	Литофильно-халькофильная	Si, S, Fe, Mo, Sn, W, Au, Pb, Zn, Cu, As, Bi, U, F	In, Re, Ag, Cd, Ge, Tl, Te, Se, Be	Континентальный, переходный; островной; мощная кора, гранитный слой > базальтового; складчатость завершенная или активизация; Δg отрицательное, неустойчивое - сильное, слабое	To же; поднятия контрастные или довольно стабильные; краевые части поднятий; сдвигание континентальных плит, наявигание материковой коры на океаническую	
III	Халькофильная	Ca, Mg, Fe, S, Cu, Pb, Zn, Sb, Ag, Hg, Ni, Sr, Mn	Ge, Re, Cd, Co, Ga, Tl, Te, Se, Bi, V	Океанический, переходный, островной; мощная кора; гранитный слой < базальтового; платформенный или активизация; Δg неустойчивое, чаще положительное, слабое	Уплотнение вещества; опускания малой интенсивности; в краевых частях прогибов; раздвигание плит, поддвигание океанических под материковыми	

Связь с магматизмом; сопутствующая магматическая формация и ее щелочность; осадочные формации, предшествующие оруденению	Околоврудные изменения вмещающих пород	Генетический класс месторождений	Промышленные типы месторождений
7	8	9	10

Генетическая; гранитоидная K или K-Na щелочности; терригенные морские (фишевая и флишиевая); прибрежная и наземная песчанико-сланцевая моласса	Грейзенизация, фельшпатизация	Магматический, апомагматический, пегматитовый, послемагматический шлютоногенный	Редкометальные граниты и апограниты, гранитные метасоматиты (гнейзы, альбититы), гранитные пегматиты, окисно-силикатные жилы с оловом, вольфрамом и молибденом
Парагенетическая; базит-гранитоидная, существенно гранитоидная Na, Na-K и K щелочности, андезитовая; терригенные, морские (фишевая и флишиевая), прибрежная и наземная песчанико-сланцевая моласса	Кварц-калишпатизация, турмалинизация, хлоритизация, березитизация, скарнирование	Послемагматический плутоногенный и плутоногенно-вулканогенный	Сульфидные и сульфидно-силикатные жилы, штокверки и рудные зоны с оловом, молибденом, вольфрамом, золотом, медью, свинцом, цинком, мышьяком, кадмием, бериллием, фтором

Амагматические, парагенетическая; базит-гра- зитовая и базит-гра- зитовая и базит-ан- дезитовая; морские кар- бонатные и терригенные пестроцветные, континентальные, уг- леносные	Пропилитиза- ция, вторичные кварциты, бенитоидная существен- но базитовая и анде- зитовая; морские кар- бонатные и терригенные пестроцветные, континентальные, уг- леносные	Послемагмати- ческий вулка- ногенно-осадоч- ный, метамор- фогенно-оса- дочный	Сульфидные и суль- фидно-сульфосоль- ные жилы, тела и стратiformные за- лежки свинца, цинка, меди, серебра, зо- лота, герmania, сурымы, кобальта, ртути, теллура, стронция и др.
---	---	---	--

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6
IV	Халько- фильно- сицеро- фильная	Fe, Mg, S, Cu, Co, Pd, Ni, Zn, Pb, Au	Pt, Rh, Ru, Ir, Os, Ru, Ag, V, Se, Te, As, Sb, Ge, Tl, Ga	Океанический, переходный; базальтовый слой с выступа- ми верхней мантии; гео- синклинальный, субплатформен- ный; Ag поло- жительное или отрицательное, неустойчивое или крупные гравитационные ступени	Уплотнение вещества; опускания интенсивные; раздви- жение плит, поддви- жение океанических под материковые, зоны Заваринского- Беньофа
V	Сидеро- фильная	Fe, Mg, Ti, V, Cr, Mn, P, Pt, Os, Ir	Sc, Ga, Pd, Ru, Ge, Ni, Au, Zn, Cu, Co Sr, TR	Океанический переходный; мощный базаль- товый слой с выступами верх- ней мантии; геосинклиналь- ный, платфор- менный; Ag положительное, сильное; сквозь- структурные глубинные на- рушения	Уплотнение вещества; опускания интенсивные; раздви- жение плит, подви- жение океанических под материковые, зоны Заваринского- Беньофа
VI	Сидеро- фильно- литофиль- ная	Fe, Al, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Zr, TR, Nb, Sr, U, Th, Ta, F, Cu	Ga, Tl, Be, Co, Ni, Mo, Pb, Zn, Cr, Pd, Pt, Ru, Os, Ir, Au	Сквозьструк- турные глубин- ные системы нарушений в консолидирован- ных блоках платформенного типа	Наиболее глубинные процессы выплавле- ния вещества и си- стемы планетарных нарушений
VII	Органо- фильная	C, V, U, S, Mo, Re, Ag, Se	Ge, Au, Ni, Pb, Bi, Cd, Cu, Ge, Te, Tl	Платформенный	Синрудные опуска- ния; разрушение нефтяных месторож- дений

7	8	9	10
Генетическая и па- рагенетическая; ба- зит-гипербазитовая и гипербазитовая; морские осадочно- вулканогенные (спилит-кератофи- ровые, порфиро- вые), карбонат- ные, сланцево- карбонатные и др.	Пропилитизация, Пропилитизация, Магматический, Сульфидные залежи, березитизация, альбитизация, вулканогенный, жилы и тела мед- скарнирование вулканогенно- ных, медно-цинко- осадочный товых, мед- но-никель-кобаль- товых и других руд		
Генетическая и па- рагенетическая; ба- зит-гипербазитовая и гипербазитовая; морские осадочно- вулканогенные, кар- бонатные, песчани- ко-сланцево-карбо- натные	Серпентиниза- ция, уралити- зация	Магматический, Окисные, окисно- вулканогенно- силикатные и кар- осадочный, бонатные руды же- осадочно-ме- леза, хрома, тита- таморфический на, ванадия, мар- ганца, магния, фос- фора	
Генетическая; щелоч- но-основная и ульт- раосновная; назем- ные вулканогенные, пестроцветные, мо- лассы и др.	Фенитизация, карбонатиза- ция, серпенти- низация, нефе- линизация	Магматичес- кий, апомаг- матический	Окисные, силикат- ные и другие зале- жи, жилы и тела редкоземельных, ниобиевых, тантало- вых, железных, фос- форных, стронци- евых, урановых, алма- зных и других руд
Амагматические; морские и наземные глинисто-сланцевые, угленосные и нефе- носные	Сульфидизация, лимонитизация, окремнение	Метаморфо- генно-осадоч- ный	Фосфоритоносные, углеродистые и уг- леродисто-сульфи- дные стратiformные залежи, пласти, жилы, роллы с ура- ном, молибденом, ванадием, селеном, рением, серебром, кадием и др.

месторождений позволило установить некоторые общие закономерности в распределении главных компонентов руд и элементов—примесей. Было сделано два важных для рассматриваемой проблемы заключения, позволивших по-новому подойти к вопросам систематики месторождений и прогнозирования: 1) месторождения различных геохимически сходных полезных ископаемых, относимые ранее к различным рудным формациям и типам, были сгруппированы по совокупности объективных минералого-геохимических свойств в несколько групп, каждая из которых объединяет месторождения, близкие в минералого-геохимическом отношении; 2) месторождения одной группы встречаются в районах, имеющих в общем сходные черты геологического строения и близкие наборы минеральных ассоциаций, что свидетельствует о близких геологических условиях образования соответствующих месторождений [2, 3]. На примере Восточного Забайкалья [8] и многих других рудных провинций были установлены главные геолого-тектонические условия, определяющие минерало-геохимические особенности выделенных групп месторождений [4].

Для наших целей на сегодняшний день наиболее укрупненная геолого-геохимическая систематика месторождений может быть представлена в таком виде, как это показано в табл. 4. В этом варианте приведены лишь некоторые важные общегеологические критерии группировки месторождений, необходимые для выделения только самых крупных подразделений — геохимических групп месторождений; в графах 2 и 3 приведен перечень главных, второстепенных и редких элементов руд, типичных для большинства месторождений этих групп, а в остальных — ведущие геологические факторы. Каждая группа характеризуется своим набором редких элементов, а также пределами их содержаний (см. табл. 2). Эта геолого-геохимическая система позволяет подойти к геохимической типизации территорий и к предварительной перспективной их оценке на весь комплекс главных и редких элементов руд как в промышленно освоенных и хорошо изученных рудных районах, так и в новых — слабо изученных.

Объединение месторождений различных металлов в единую геохимическую группу возможно благодаря сходству их вещественного состава по всем минералого-геохимическим параметрам (главным составляющим руд, основным полезным компонентам, второстепенным компонентам и редким элементам—примесям). Такое объединение основано на общем сходстве фундаментальных свойств атомов элементов, относимых к литофильным или к халькофильным, или к серофильтальным. Способность многих атомов проявлять многообразные геохимические свойства в различных физико-химических условиях определяет присутствие их в нескольких геохимических группах. Но в этом случае обычно меняются формы нахождения, характер распределения и запасы элемента. Не развивая обоснований систематики, основанной на сопоставлении свойств химических элементов, остановимся лишь на главнейших геологических факторах миграции и концентрации элементов, имеющих прогнозное значение. Среди них ведущее значение в образовании промышленных место-

рождений имеет повышенное содержание элемента в природных образованиях [7, 10]. Проявления зависимости такого рода весьма многочисленны и связываются с действием фундаментального закона — принципа наименьшего действия М. Планка, из которого следует, что процессы рудообразования приводят к формированию промышленных месторождений только в геологических системах с относительно повышенным средним содержанием соответствующих элементов. Именно поэтому учтенные в систематике первоначальный состав и прецрутные, синрудные геохимические особенности конкретного геологического разреза пород территорий, связанные с их тектономагматической эволюцией, в первую очередь определяют их металлогенические возможности и должны рассматриваться в качестве главных прогнозных критерии. Отсюда также вытекает принципиальная важность использованных в систематике палеогеологических построений для прогнозно-металлогенических оценок, а также специального изучения генеральных оценок средних содержаний элементов в различных породах и их комплексах для конкретных территорий — ферсмов элементов. В принципе возможность появления месторождений определенной геохимической группы связана с первичным составом (строением) тектоносферы данной территории (мощность, тип коры и верхней мантии, соотношение различных глубинных составляющих) и характером глобальной геохимической эволюции данного участка Земли, что увязывается с направленностью и характером геотектонических движений. Теоретическая возможность появления месторождений определенной геохимической группы в соответствующем районе реализуется в зависимости от ряда конкретных геолого-геохимических и геолого-структурных причин разных порядков. К факторам первого порядка относятся — интенсивность и характер глубинной эволюции и поверхностной дифференциации участков Земли; интенсивность, особенности состава и ход магматизма, осадконакопления и метаморфизма, тектонический характер, а также размеры и форма крупных геологических структур. Зная самые общие черты геологического строения района, выбранные в качестве существенных для систематики, и определив возможную геолого-геохимическую группу месторождений, можно перейти к предварительной оценке состава и возможных масштабов прогнозируемой минерализации на весь комплекс полезных ископаемых. Это первый, но совершенно необходимый этап прогнозной геохимической оценки территорий, который может проводиться при геологической изученности территорий в масштабе 1:1 000 000 — 1:200 000.

Выяснение возможности появления на данной территории минерализации определенной геохимической группы не только позволяет определить возможный полный набор редких элементов-примесей в рудах, но одновременно является предсказанием примерных масштабов минерализации, так как содержание металлов, формы находления, масштабы из запасов и набор сопутствующих полезных компонентов в месторождениях одного и того же металла различных геохимических групп существенно отличаются.

В заключение отметим, что полученные геохимические статистические оценки средних содержаний различной степени обобщенности в минералах и установленные зависимости химического состава руд от геологического строения территорий являются надежным инструментом для прогнозирования, поисков и перспективной оценки различных природных образований на редкие металлы на всех этапах геологических исследований, как рекогносировочных, так и детальных. Разработанная первоначально применительно к редким элементам-примесям и постоянно совершенствуемая геолого-геохимическая систематика месторождений оказалась действенной и для широко распространенных металлов, так как позволяет наилучшим образом увязать геотектонические, палеогеографические, региональные геофизические и геохимические данные и значительно расширяет число прогнозных критерии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Ю.Е., Жукова А.С. Германий. – В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1966, т. 3.
2. Иванов В.В. О парагенезисах гидротермальных месторождений, их геохимических особенностях и возможных источниках оруденения. – Тр. ИМГРЭ, 1963, № 10.
3. Иванов В.В. О геохимической группировке эпигенетических месторождений. – Докл. АН СССР. Сер. геол., 1968, т. 176, вып. 3.
4. Иванов В.В., Мейтуб Г.М. Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М.: Недра, 1972.
5. Иванов В.В., Родионов Д.А., Тархов Ю.А. О характере распределения и среднем содержании индия в некоторых минералах из месторождений различных генетических типов. – Геохимия, 1963, № 11.
6. Костин Ю.П., Мейтов Е.С. К генезису месторождений высокогерманиеносных углей и критериям их поисков. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1.
7. Менакер Г.И. Теоретическая схема эндогенных парагенезисов рудных металлов в промышленных концентрациях. – Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1976, ч. СV, вып. 3.
8. Мейтуб Г.М., Иванов В.В., Иванова Т.А. Гипогенная зональность и направление геохимических исследований в Восточном Забайкалье. Чита: Забайк. фил. геогр. о-ва СССР, 1967, вып. 3.
9. Поплавко Е.М., Иванов В.В., Корасик Т.Г. и др. Рений в нефтях, битумах и горючих сланцах. – Геохимия, 1974, № 9.
10. Овчинников Л.Н. Прогнозная оценка мировых запасов металлов. – Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
11. Родионов Д.А., Иванов В.В. Статистические оценки средних содержаний по совокупности наблюдений разной представительности. – Геохимия, 1967, № 1.

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЗМА ВУЛКАНИТОВ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

В настоящее время петролого-геохимические и геохимические особенности вулканических толщ печенгского комплекса изучены значительно лучше, чем многие подобные объекты в других районах. Этому вопросу посвящены многочисленные работы геологов СЗГГУ, Геологического института Кольского филиала АН СССР, ВСЕГЕИ. Петролого-геохимические особенности пород комплекса рассматривались в работах В.Г.Загородного, Д.Д.Мирской, С.Н.Сусловой [3], А.А.Предовского и др. [6,7] и в ряде других публикаций.

В печенгской структуре по разрезу СГ-3 вскрываются четыре осадочные и четыре вулканогенные свиты, которые снизу вверх сменяют друг друга.

Нижняя – луостарская серия начинается с маломощных гравилических метапесчаников телевинской свиты.

Ранний этап формирования вулканитов печенгской структуры представлен моярвинской свитой, сложенной амфибол-плагиоклазовыми, биотит-амфибол-плагиоклазовыми и биотит-кварц-плагиоклазовыми сланцами, являющимися продуктом метаморфизма вулканитов базальт-андезитового состава. На породы моярвинской свиты после определенного перерыва, отразившегося в образовании песчано-вулканогенных и песчано-карбонатных пород куввернерийской свиты, ложатся трахибазальт-андезитовые вулканиты пирттиярвинской свиты, впоследствии метаморфизованные до магнетит-амфибол-плагиоклазовых и магнетит-биотит-плагиоклазовых сланцев.

Формирование песчано-карбонатных отложений лучломпольской свиты знаменует начало образования петрологически и геохимически существенно иного комплекса пород никельской серии, сложенной многокилометровой толщей вулканитов (диабазов) и пирокластических пород толеит-базальтового состава (заполярнинская, матертинская свиты, интрузивы ждановской свиты).

В целом вулканиты, метавулканиты и интрузии занимают 80,6% мощности разреза, а осадочные породы – только 19,4%. Поэтому главное внимание уделяется петрохимическим и геохимическим особенностям базальтоидных пород печенгского комплекса, базирующихся на 500 силикатных анализах и на 1242 пробах, в которых изучалось более 20 рудных редких элементов.

Образование магматических пород печенгского комплекса начинается с формирования мощной толщи вулканитов моярвинской свиты. Эти породы представлены метаморфизованными разностями андезито-базальтов и андезитов. На рис. 1 видны общий характер изменения соотношений порообразующих элементов и незначительная дифференцированность этих пород. Амфибол-плагиоклазовые сланцы, развитые по андезито-базальтам, и такие же сланцы повышенной железистости с биотитом и кварцем занимают крайнее положение в общем ряду точек, т.е. эти породы значительно обогащены кальцием и

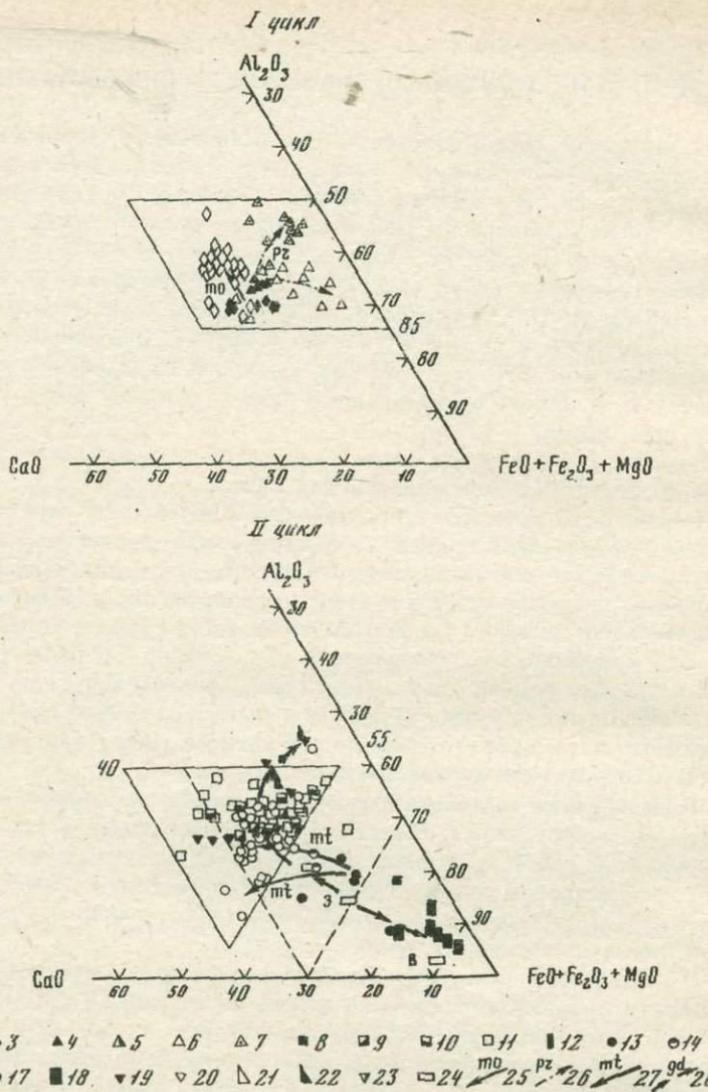


Рис. 1. Характер дифференциации главных породообразующих элементов в вулканитах I и II циклов

Породы I цикла: моярвинская свита - 1 - плагиоклазовые амфиболиты по габбродиабазам, 2 - амфибол-плагиоклазовые сланцы с биотитом и кварцем по андезито-базальтам, 3 - то же без кварца и биотита; пирттиярвинская свита: 4 - магнетит-амфибол-плагиоклазовые сланцы по трахибазальтам, 5 - то же с биотитом, 6 - плагиоклаз-амфиболовые сланцы по диабазам, 7 - то же по трахиандезитам и альбитофирам

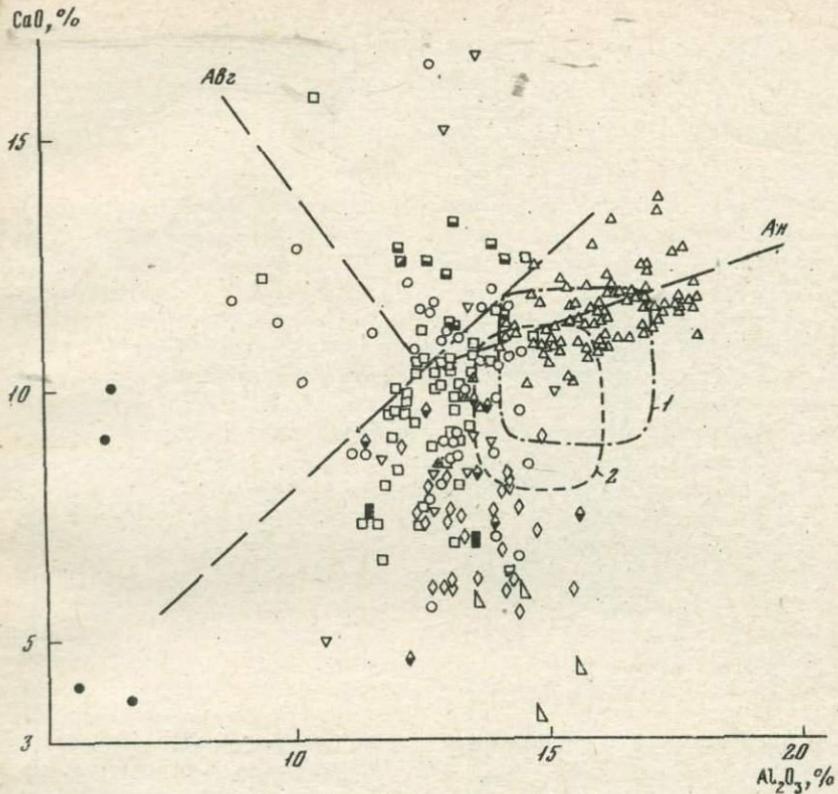


Рис. 2. Изменение соотношения CaO и Al_2O_3

Линии накопления: An - анортита, Ab - авгита, содержащего глиноzem. 1, 2 - поля траппов: 1 - древних платформ, 2 - молодых платформ Сибири. Усл. обозначения те же, что и на рис. 1, но без выделения частей свит

Породы II цикла: заполярнинская свита: 8 - тальк-хлоритовые апопикритовые сланцы; 9 - 11 - амфиболизированные породы различных частей свиты: 9 - нижней, 10 - средней, 11 - верхней; 12 - габбро-диабазы; матертинская свита: 13, 14 - порфириты: 13 - пироксеновые, 14 - пикритовые; 15-16 - диабазы: 15 - низ, 16 - верх разреза; 17 - габбро-диабазы

Интрузии: ждановская свита: 18 - перидотиты; 19 - габбро; 20 - габбро-диабазы; 21, 22 - эссеекситовые габбро-диабазы, лучломпольская свита: 23 - андезито-дацитовые порфириты; 24 - средние составы магм, по А.А. Предовскому и др. (1971) (М - магма, З - заколенная часть, В - верлит); 25 - 28 - линии дифференциации вулканитов свит: 25 - моярвинской, 26 - пирттиярвийской, 27 - матертинской, 28 - ждановской

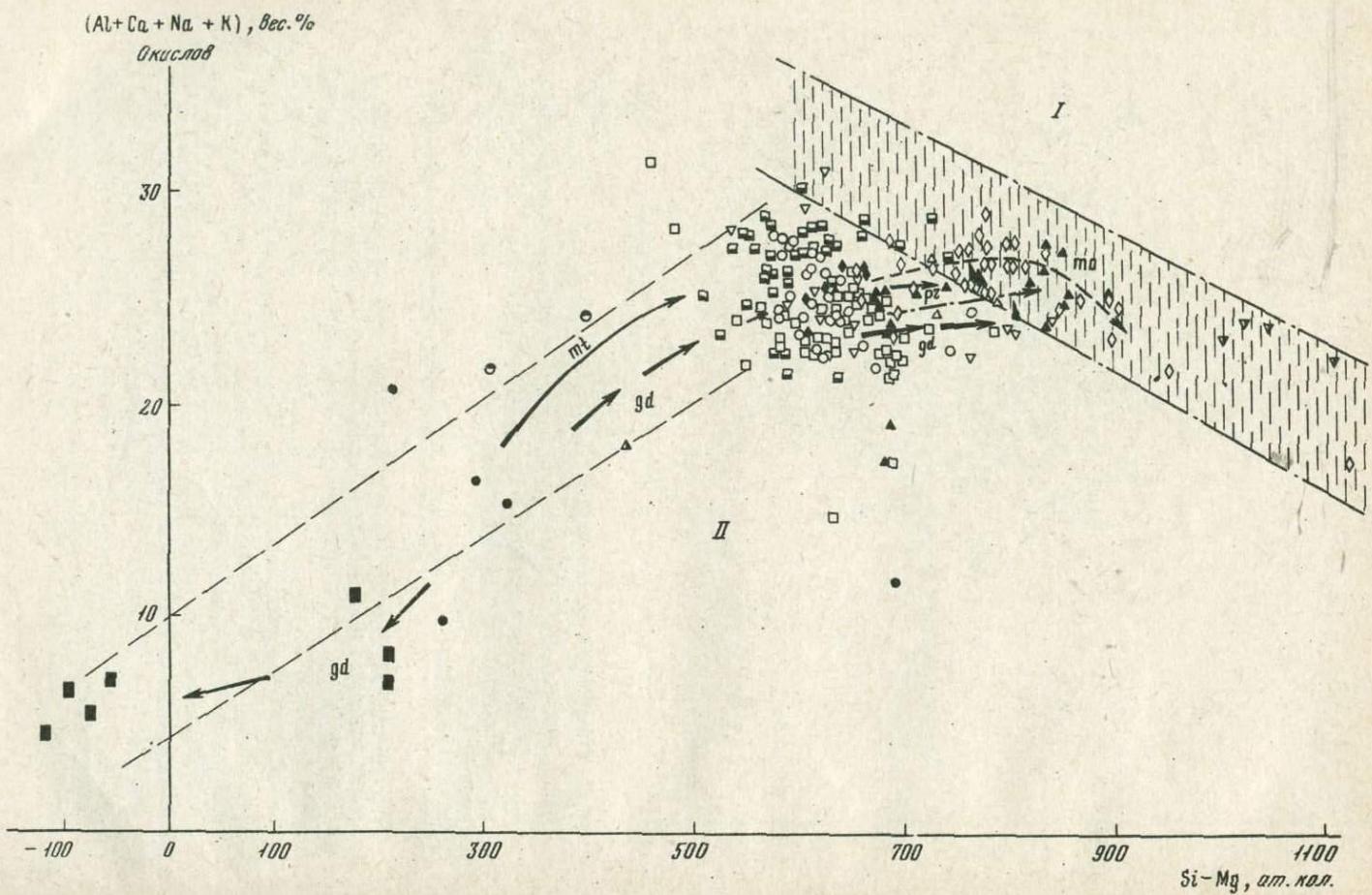


Рис. 3. Линии дифференциации I и II циклов - образование анатектических и реститовых членов рядов

Усл. обозначения те же, что и на рис. 1

алюминием. Точки плагиоклаз-амфиболовых сланцев, развитых по габро-диабазам, образуют в поле толейтов обособленную группу, что связано с увеличением в них доли фемических компонентов.

В метаандезито-базальтах свиты количество окиси алюминия (рис. 2) колеблется в узких пределах, содержание окиси кальция несколько возрастает в породах с повышенной железистостью. Важную информацию о генезисе пород дает анализ соотношения суммы количеств лиофильных элементов - алюминия, кальция, щелочей, входящих в полевые шпаты, с разностью атомных количеств кремния и магния, формирующих оливин ($2\text{Mg}-\text{Si}$) и ромбический пироксен ($\text{Mg}-\text{Si}$) (рис. 3).

Расположение фигуративных точек метаандезито-базальтов указывает на значительное преобладание кремния над магнием: рой точек располагается в поле I вблизи линии анатектических, коровых пород и продуктов кислого магматизма [2]. Таким образом, можно предположить, что андезитовая магма в стадии формирования пород моярвинской свиты геохимически связана с коровым материалом.

Весьма существенную роль в определении характера эволюции и направленности дифференциации играет анализ соотношения общей железистости f^1 и количества SiO_2 (рис. 4, где нанесены также линии типовых серий пород).

Расположение точек метаандезито-базальтовых пород свиты (рис. 4, I) совпадает с линиями дифференциации типичных известково-щелочных и андезитовых серий (по Дели) и Каскадных гор. Высокожелезистые разности располагаются в области щелочных пород, что обусловлено их высокой щелочностью, видимо, за счет наложенной микроклинанизации (высокое отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$; рис. 5).

На диаграмме четко обособились точки составов плагиоклаз-амфиболовых пород, развивающихся по габбро-диабазам (знак 1, фиг. 1-3). Как и на предыдущих диаграммах, они образуют компактную группу, располагающуюся в поле нормальных толейтов, идентичных составу заполярнинских и материнских диабазов. Такое своеобразие химических особенностей этих пород позволяет допустить более молодой возраст (возможно, возраст никельской серии).

Следующий этап магматической деятельности связан с формиро-

$$f^1 = \left(f = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100 \right).$$

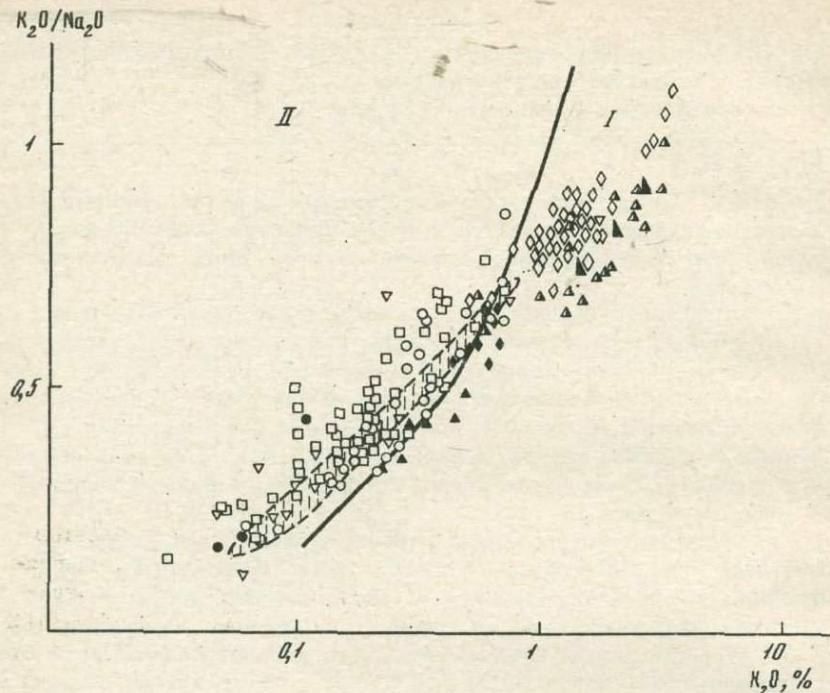


Рис. 5. Характер изменения щелочности в вулканитах I и II циклов

Пунктиром выделено поле океанических толеитов

Усл. обозначения те же, что и на рис. 1

ванием вулканитов пирттиярвинской свиты, которые характеризуются значительной дифференциацией, выраженной в изменении содержаний CaO , Al_2O_3 , SiO_2 (см. рис. 1-3). По соотношению сиалических элементов $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 1, 2) фигуративные точки пород свиты занимают крайнюю верхнюю часть поля вулканитов комплекса.

В формировании пород трахиандезитового и трахигабазальтового состава свиты существенную роль играло относительное накопление глиноzemа и соответственно плагиоклаза, что фиксируется четким обособлением фигуративных точек на рис. 2. Трахиандезит-базальтовый характер вулканитов пирттиярвинской свиты четко устанавливается по соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = \text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 5), где фигуративные точки составов сдвинуты в сторону большего количества калия и по соотношению общей железистости и SiO_2 (см. рис. 4, I-2). На этой диаграмме точки вулканитов свиты ложатся на эталонную линию щелочных пород грабена Осло, так что принадлежность их к трахиандезит-базальтовой формации несомненна.

Развитие коры выветривания в верхах пирттиярвинской свиты и

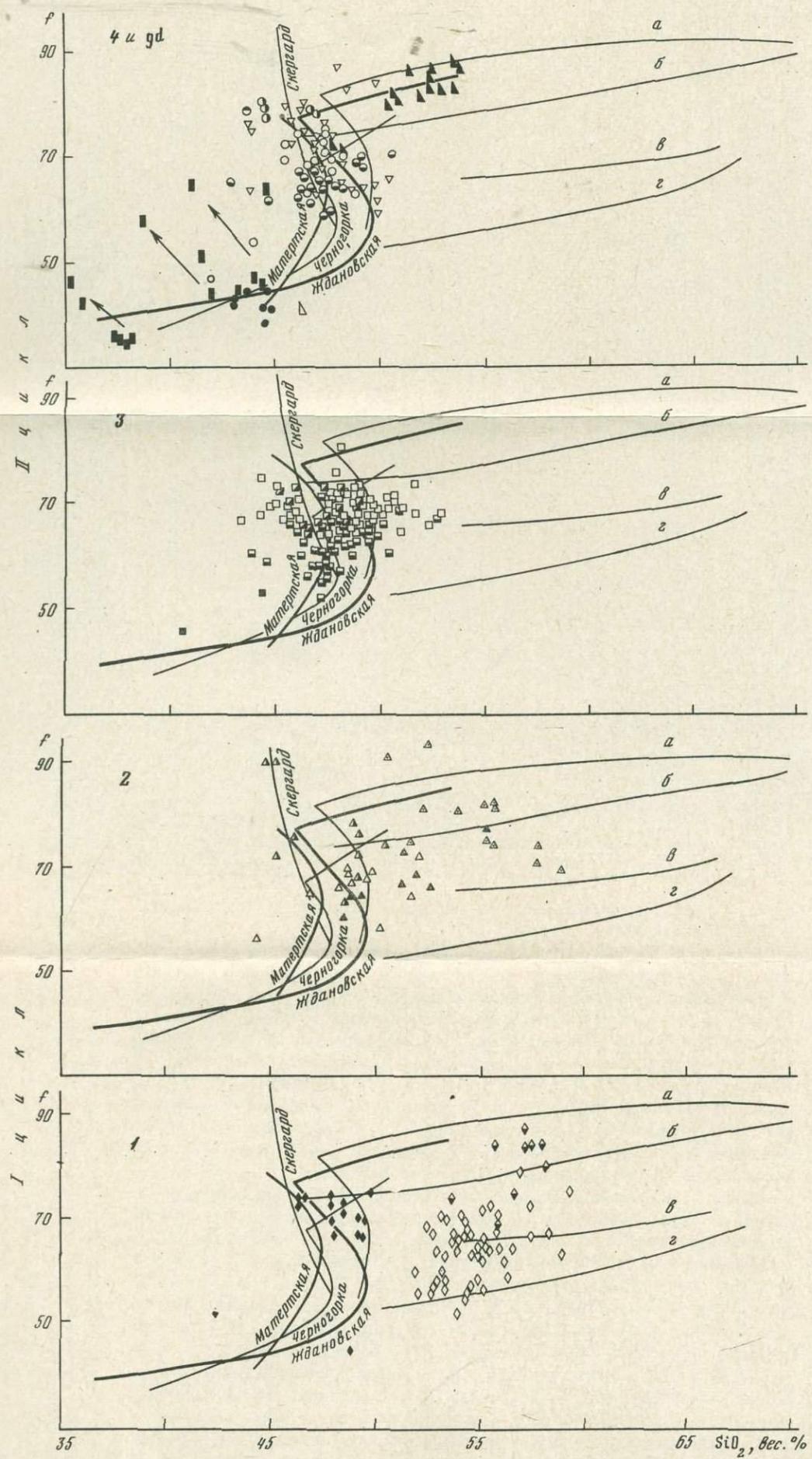


Рис. 4. Изменение железистости в зависимости от дифференциации по SiO_2
 а - Аламджах, б - район Осло, в - известково-щелочная серия (по Дели),
 г - серия Каскадных гор

Усл. обозначения те же, что и на рис. 1

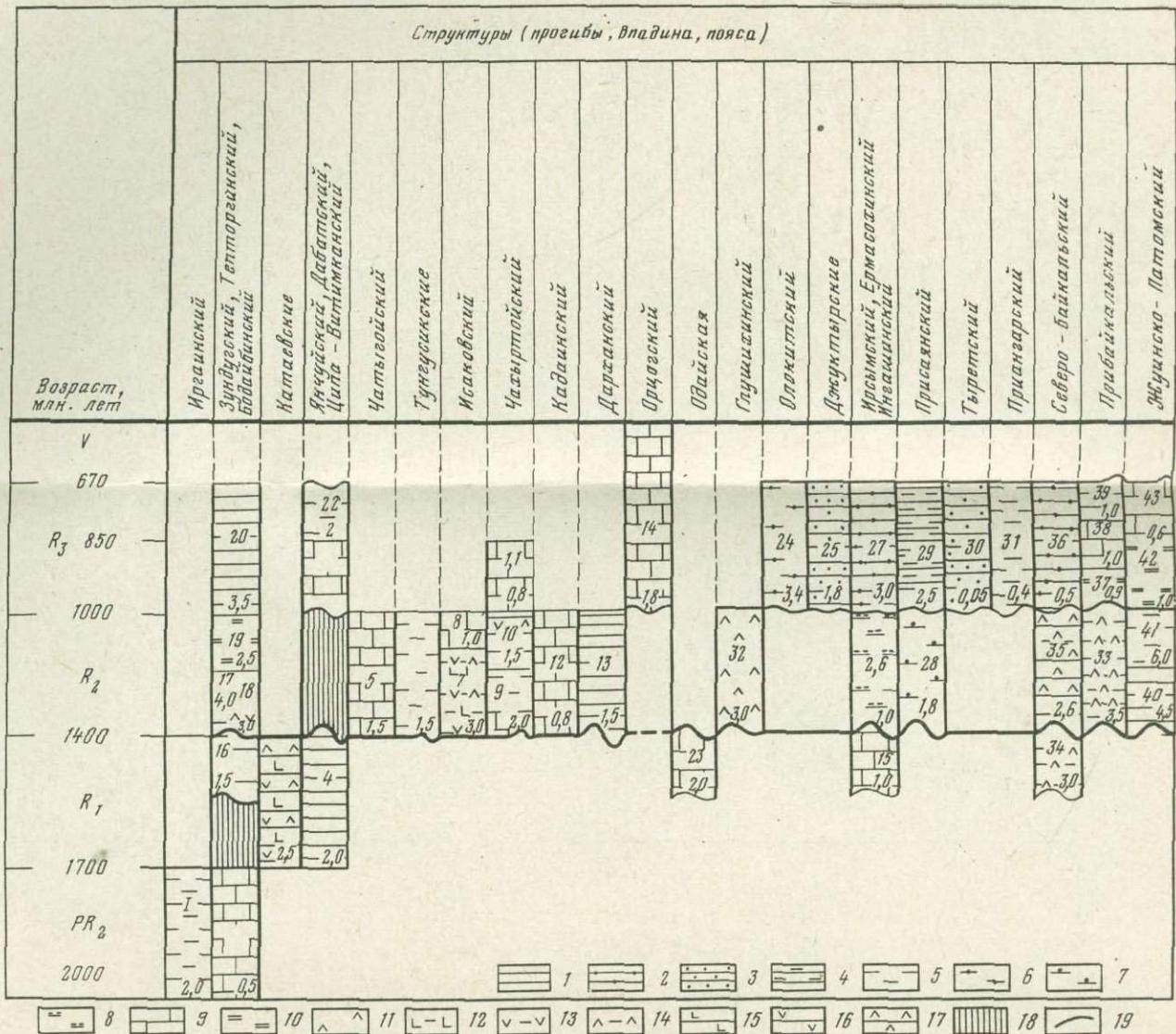


Рис. 2. Схема формационного расчленения орогенных образований центрально-азиатских байкалид

Формации: 1 – 4 – терригенные: 1 – песчано-сланцевая, 2 – сероцветная, 3 – красноцветная, 4 – пестроцветная; 5 – 8 – карбонатно-терригенные: 5 – карбонатно-сланцевая, 6 – сероцветная, 7 – красноцветная, 8 – пестроцветная; 9 – карбонатная; 10 – терригенно-карбонатная; 11 – вулканогенная кислого состава; 12 – 14 – терригенно-вулканогенные – среди вулканитов преобладают разности: 12 – основного, 13 – среднего, 14 – кислого состава; 15 – 17 – вулканогенно-терригенные – среди вулканитов преобладают разности: 15 – основного, 16 – среднего, 17 – кислого состава; 18 – перерывы в осадконакоплении; 19 – граница между ранне- и позднерогенными стадиями развития структур байкалид

Цифры, набранные курсивом, обозначают средние мощности формаций, а цифры, набранные прямо, обозначают названия свит, серий, комплексов, толщ: 1–5 свиты: 1 – иргаинская, 2 – зундукская, 3 – катаевская, 4 – янчуйская, дабатская, 5 – читыгойская; 6 – тунгусская серия, 7, 8 – исаковская толща; 9–15 свиты: 9 – нарынская, 10 – чахыртойская, 11 – уланэргинская, 12 – кадаинская, 13 – дарханская, 14 – орцогская, 15 – ирсымская; 16 – тепторгинская серия; 17–20 – подсерии: 17 – балаганахская, 18 – делонуранская, 19 – кадаликанская, 20 – бодайбинская; 21–27 свиты: 21 – ороченская, 22 – точерская, 23 – одайская, 24 – противодаванская и авгольская, 25 – джуктырская, 26 – ермасохинская, 27 – ингашинская, 28, 29 – серии: 28 – карагасская, 29 – оселковая; 30, 31 – свиты: 30 – тыретская, 31 – олхинская; 32 – Глушичинский вулкано-плутонический комплекс, 33–35 – акутанская серия: свиты: 33 – хибеленская, 34 – домугдинская, 35 – чайская; 36 – трехчленный байкальский комплекс; 37–39 – свиты: 37 – голоустенская, 38 – улунтуйская, 39 – качергатская; 40, 41 – подсерии: 40 – балаганахская, 41 – кадаликанская; 42, 43 – свиты: 42 – каланчевская, 43 – жуинская (никольская) и ченчинская

накопление мощной пачки песчано-карбонатных осадочных пород лучломпольской свиты фиксируют существенный перерыв в вулканической деятельности, после которого происходит формирование II цикла вулканизма (никельская серия). Начинается цикл образованием резко контрастной по отношению к нижележащим породам очень мощной, слабо дифференцированной толщей толеитовых базальтов заполярнинской свиты.

Породы нижней части разреза заполярнинской свиты сильно расланцованны и метаморфизованы. По геохимическим и петрографическим признакам они являются тальк-хлоритовыми аполикритовыми сланцами. Таким образом, формирование пород свиты начинается с ультраосновных вулканитов, выше сменяющихся мощной толщей толеитовых базальтов. На рис. 1, 3, 4 виден нормальный (гомодромный) порядок развития химизма вулканических пород заполярнинской свиты.

Если исключить метапикриты, развитые в самой нижней пачке, то породы всего разреза свиты сложены очень однородными по составу базальтами, степень дифференциации которых весьма мала. Слабая дифференцированность проявляется в расположении фигуративных точек на всех петрохимических диаграммах. На рис. 1, 2 и 3 точки занимают поле толеитов. Слабая дифференцированность проявляется в увеличении доли кальция при постоянном уровне содержаний алюминия.

Диабазы нижней и средней части разреза характеризуются более высокими содержаниями CaO , чем диабазы верхних пачек (см. рис. 2). Толеитовый тип вулканитов заполярнинской свиты отчетливо проявляется и в соотношении общей железистости и количества SiO_2 (см. рис. 4, II-3), где фигуративные точки также занимают область толеитов. Изменения по кремнекислоте невелики. Высокая железистость нижних пачек сменяется умеренной железистостью пород средней части разреза, снова повышающейся в породах верхних пачек.

Толеитовые базальты свиты характеризуются очень низкими содержаниями калия (см. рис. 5). Характер соотношения величины $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ такой же, как у современных океанических базальтов.

Химизм габбро-диабазов ждановской и диабазов матергинской свит очень близок к химизму базальтов заполярнинской свиты. На всех диаграммах (см. рис. I-5) точки составов этих пород налегают друг на друга.

Однако степень дифференцированности вулканитов матергинской свиты от пикритов до базальтов выше, что показано стрелками с индексом m_1 на рис. 1 и 3. Линии дифференциации по железистости у диабазов ждановской и матергинской свит несколько различаются (см. рис. 4, II-4) за счет сдвига кривой габбро-диабазов ждановской свиты в сторону увеличения SiO_2 и появления специфического перегиба, образованного высокожелезистыми разностями габбро-диабазов. Магматические породы ждановской и

матергинской свиты также характеризуются низкой щелочностью. На рис. 5 видно, что при одинаковом количестве калия базальты матергинской свиты характеризуются меньшим значением K_2O/Na_2O .

Таким образом, вулканиты никельской серии имеют сходные петрохимические черты и относятся к типичным низко калиевым толеитам. Выше уже отмечалось поразительное петрохимическое сходство этих пород с океаническими базальтами (см. рис. 3, 5). На рис. 6 приведена гистограмма распределения окиси калия в толеитах раз-

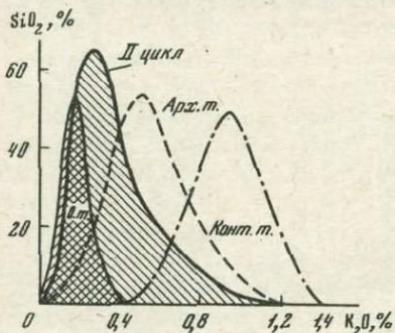


Рис. 6. Распределение калия в вулканитах II цикла (косая штриховка)

O. т. - океанические толеиты; Arх. т. и Конт. т. - соответственно архейские и континентальные толеиты (по В.А. Кутолину)

личного генезиса. Распределение калия в породах никельской серии значительно отличается от его распределения в молодых континентальных толеитах (траппах). Жирная линия, соответствующая породам этой серии, располагается в поле океанических толеитов и захватывает низокалиевую часть области архейских толеитов.

Заключительной фазой никельского этапа вулканизма является формирование дифференцированных интрузий ряда перидотит-пироксенит-габбро-эссекситовое габбро, развитых в продуктивной ждановской свите. В разрезе СГ-3 средние члены ряда не встречены, хотя эти породы широко известны в дифференцированных массивах центральной части печенгского рудного поля.

Для построения генеральной линии дифференциации были привлечены данные по средним составам этих пород [6]. Интрузивные породы ждановской свиты характеризуются наибольшей степенью дифференцированности. На диаграмме (см. рис. 1-II) видно, что от респитотов, представленных гипербазитами через пикриты и пироксеновые порфириты, линия протягивается к диабазам, а затем резко поворачивает в сторону эссекситовых габбро-диабазов. Формирование дифференциированного ряда верлиты-пироксениты-габбро-эссекситовые габбро-диабазы происходит за счет характерных для глубинной дифференциации двух противоположно направленных геохимических процессов.

1. Образование ультраосновных дифференциатов связано с накоплением магния и железа и уменьшением количества сиалических элементов: ветвь М - З - В (магма - закаленная зона - верлит; рис. 1-II). В образовании гипербазитовой ветви главная роль принадлежит накоплению железа и магния (рис. 1-II, 4-II). Точки соста-

вов этих пород ложатся в поле типичных реститов (черные прямоугольники).

2. Сопряженное отделение базальтового расплава (ветвь М (габбро-диабазы - эсекситовые габбро), сопровождающееся увеличением сиалических элементов и щелочей. Образуется геохимическая "вилка" контрастной дифференциации, характерной для глубинных магматических очагов [8]. В более мягкой, постепенной форме эта тенденция наблюдается при дифференциации пикритового расплава непосредственно на месте в камере, где формируются дифференцированные интрузии, известные в продуктивной зоне.

Зависимость общей железистости (f) от SiO_2 показана на графике рис. 4-II-4. Положение линии дифференцированных интрузий указывает на значительный размах дифференциации, при которой увеличение магнезиальности и уменьшение количества SiO_2 происходит при постоянной общей железистости. Формирование пород базальтоидной ветви сопровождается резким увеличением железистости в интервале 44-47% SiO_2 и образованием двух подветвей - эсекситовых габбро-диабазов, тяготеющих по химизму и типу гранофирированных пород траппов, и эсекситовых габбро, являющихся началом линии известково-щелочных пород.

Дальнейшее развитие этой линии магматизма привело к появлению незначительных количеств поздних кислых дериватов, за счет которых формировались андезито-дацитовые порфириты, развитые в пучломпольской свите и известные в районе горы Порыташ.

Анализ петрохимических особенностей метавулканитов и вулканитов печенгской структуры позволяет выделить два существенно различных цикла вулканической деятельности: I (нижний) цикл охватывает породы пустарской серии - андезито-базальты и трахиандезиты, трахигабазальты; II (верхний) цикл - это толент-базальтовый, пикрит-толеитовый магматизм заполярнинской и матергинской свит никельской серии. Четкие геохимические различия между вулканитами I и II циклов находят подтверждение в распределении ряда рудных и редких элементов, таких, как K, Rb, Sr, Ti, TR.

Рубидий является чрезвычайно важным геохимическим индикатором генезиса пород. Выше уже отмечалось, что за исключением эсекситовых габбро-диабазов, все породы никельской серии характеризуются низкими содержаниями калия и рубидия. Это особенно ярко выражено для диабазов заполярнинской свиты (рис. 7-А). При содержании рубидия 1,4 г/т и калия 2400 г/т (0,24%) соотношение $K/Rb = 1714$. Такое высокое отношение этих элементов при соотношении $K/Na = 0,15$ и $Na/Li = 1460$ со всей определенностью позволяет рассматривать диабазы заполярнинской свиты как тип древних океанических толеитов. В современных океанических базальтах соотношения $K/Rb = 1800$, $K/Na = 0,10$, $Na/Li = 2300$, а в континентальных толеитах эти отношения соответственно равны 425, 0,41 и 2030.

Все породы пустарской серии характеризуются более высокими содержаниями рубидия и совершенно иными соотношениями щелочей

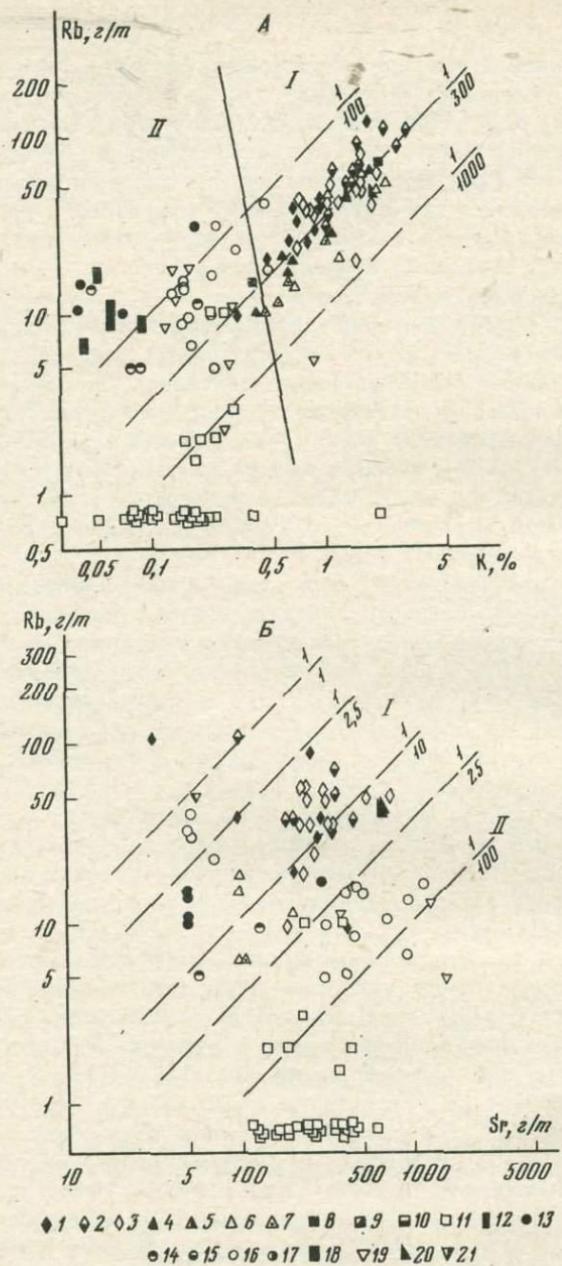


Рис. 7. Распределение калия и рубидия (A) и стронция (B) в вулканитах I и II циклов

Породы I цикла: моярвинская свита – 1 – плагиоклаз–амфиболовые по габбродиабазам, 2 – амфибол–плагиоклазовые сланцы с био-

(на рис. 7 точки образуют обособленную группу). Так, величины K/Rb для метадиабазов и метаандезитов моярвинской свиты составляют 436 и 265, а для этих пород пирттиярвинской свиты - 317 и 452. Эти величины совпадают с калий-рубидиевыми отношениями в типичных континентальных базальтах и андезитах. Четкое разделение на два цикла наблюдается и по Rb/Sr соотношению (рис. 7-А).

Распределение титана четко отражает различия в эволюции химизма пород пустостарской и никельской серий. На рис. 8 видно, что базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые матаулканиты моярвинской свиты обеднены титаном по сравнению с аналогичными породами пирттиярвинской свиты, где наблюдается уменьшение содержаний титана при возрастании кремнекислотности пород (рис. 8-І).

В породах никельской серии эта зависимость отсутствует. В актинолитизированных диабазах заполярнинской свиты дифференциация по кремнекислоте очень небольшая, а количество титана меняется более чем в 5 раз. Наиболее титанистые разновидности пород определяют самые низы свиты (рис. 8-3). Диабазы средней части разреза обеднены титаном, а в верхних пачках количество титана увеличивается до уровня содержаний в диабазах нижних частей свиты.

В диабазах матергинской свиты отмечается некоторое нарастание количества титана снизу вверх. В то же время дифференциация от пикритов к базальтам сопровождается незначительным уменьшением количества титана (рис. 8-II).

Дифференциация титана в интрузивах ждановской свиты носит совсем иной характер: возрастание количества титана находится в прямой зависимости от увеличения содержаний кремнекислоты. Таким образом, выявляется три пути изменения содержаний окиси титана, из которых два - самых контрастных - показаны стрелками на рис. 8.

Важным геохимическим критерием различия вулканитов I и II циклов является зависимость отношения La/Yb к содержанию K

titom и кварцем по андезито-базальтам, 3 - то же без кварца и биотита; пирттиярвинская свита: 4 - магнетит-амфибол-плагиоклазовые сланцы по трахибазальтам, 5 - то же с биотитом; 6 - плагиоклаз-амфиболовые сланцы по диабазам, 7 - то же с трахиандезитом и альбитофираами

Породы II цикла: заполярнинская свита: 8 - тальк-хлоритовые аполикритовые сланцы; 9-11 - амфибилизованные породы различных частей свиты: 9 - нижней, 10 - средней, 11 - верхней; 12 - габбро-диабазы; матергинская свита: 13, 14 - порфириты: 13 - пироксеновые, 14 - пикритовые; 15-16 - диабазы: 15 - низ, 16 - верх разреза; 17 - габбро-диабазы

Интрузии: ждановская свита: 18 - перидотиты; 19 - габбро; 20 - эсекситовые габбро-диабазы; лучломпольская свита: 21 - андезито-дацитовые порфириты

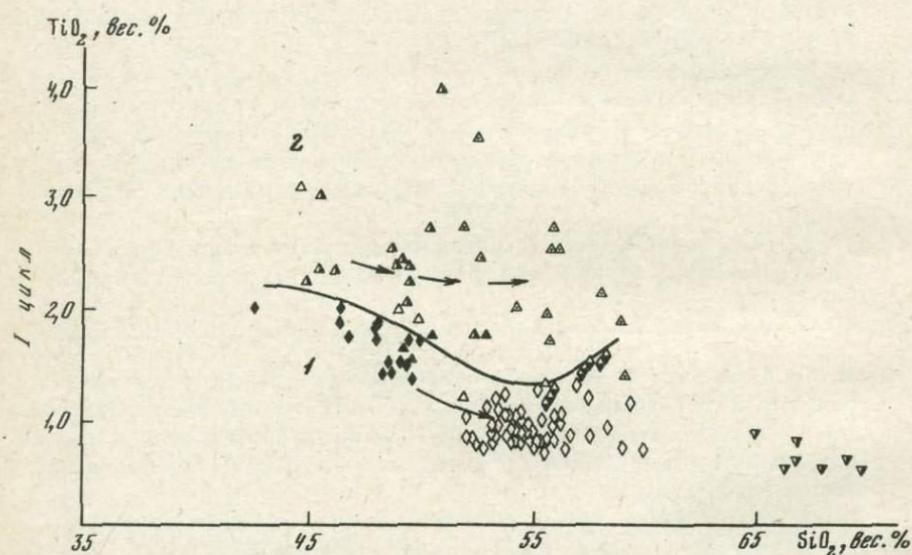
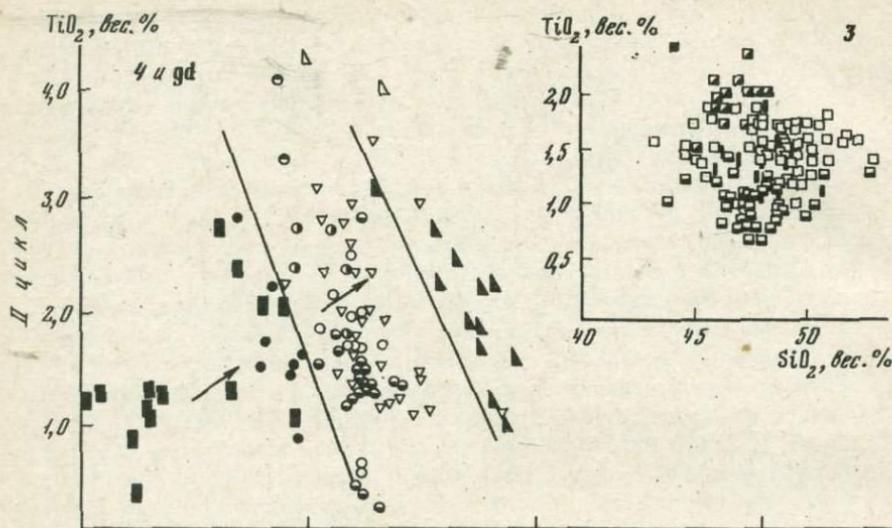


Рис. 8. Изменение распределения титана в вулканитах I и II циклов

Свиты: 1 - моярвинская, 2 - пирттиярвинская, 3 - заполярнская,
4 - матергинская, gd - ждановская

Усл. обозначения те же, что и на рис. 7

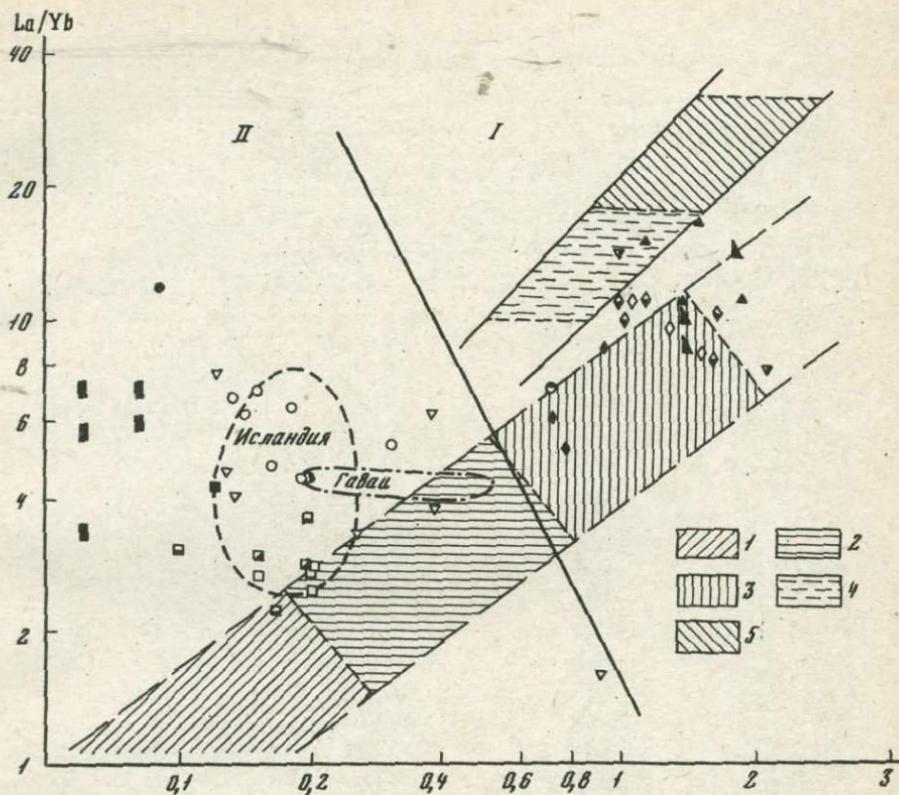


Рис. 9. Изменение La/Yb в зависимости от содержания К (по результатам определения А.Гуревича, ВНИЯГГ)

Поля (1–5) выделены по Ю.А. Балашеву: 1 – океанические толеиты, 2 – континентальные толеиты, 3 – высокоглиноzemистые толеиты островных дуг, 4 – щелочные базальты рифтов континентов, 5 – субщелочные базальты континентальных рифтов

Усл. обозначения те же, что и на рис. 7

(рис. 9), нанесенных на диаграмму Ю.А.Балашева. Точки составов метавулканитов нижнего цикла (треугольники и ромбы) ложатся в поля высокоглиноzemистых толеитов островных дуг и щелочных базальтов континентальных рифтов, т.е. формаций, для которых существенно влияние континентальной коры.

Точки вулканитов верхнего цикла (исключая интрузивные породы) располагаются в поле толеитов Исландии, отвечающей рифтовой зоне тектонического растяжения с субокеанической или субконтинентальной корой.

В связи с выявленными особенностями пород печенгской структуры важную роль играют геохимические особенности собственно базальтов свит обоих циклов.

Таблица 1

Оценка средних содержаний элементов в базитах печенгского

Компоненты		Никельская серия		
количество анализов (силикат./ геохим.)	едини- цы из- мере- ния	базитовые ин- трузивы жда- новской свиты	диабазы матер- тинской свиты	диабазы запо- лярнинской свиты
		22/76*	44/123	119/242
Si	%	22,00	20,96	22,42
Al	"	7,50	7,30	7,21
Mg	"	3,84	4,54	4,26
Fe	"	11,20	12,71	10,32
Ti	"	1,03	0,95	0,81
Mn	"	0,51	0,16	0,16
V	г/т	396	222	330
Cr	"	126	91	82
Ni	"	97	107	71
Co	"	52	47	53
B	"	9,7	12	8,9
Sc	"	40	45	41
Pb	"	5,5	5,0	20,2
Mo	"	1,7	1,1	1,4
Zn	"	146	135	130
Sn	"	4,2	4,2	6,8
Ca	"	7,08	7,41	6,97
Sr	"	144	500	270
Na	%	2,00	1,63	1,62
K	"	0,27/0,41**	0,38/0,15	0,24/0,25
Li	г/т	25,6	10,6	11,1
Rb	"	10,7	11,3	1,4
Nb	"	17	6	13,5
Zr	"	111	81	113
Ga	"	20	-	17,2
Be	"	9,1	1,2	-
Hg	"	0,0027	0,028	-
Au	"	0,001	0,001	0,004
P	%	0,20	0,18	0,045
S	"	0,30	-	0,10
C	"	0,18	0,06	0,05

* Количество анализов: числитель - силикатных, знаменатель -

** Содержание калия по данным силикатных анализов.

комплекса

Океаниче- ские ба- зальты, кларк	Лоустарская серия		Континен- тальные толеиты, кларк	Метабазиты подстилаю- щей толщи архея		
	метадиабазы свит					
	пириттиярвинской	моярвинской				
-	13/58	9/22	-	1/2		
22,1	23,41	22,80	22,98	23,32		
8,56	6,79	7,05	8,30	7,53		
4,80	4,04	3,81	5,28	3,47		
6,99	10,67	11,89	8,31	10,99		
0,83	1,15	0,95	1,09	0,95		
0,12	0,14	0,18	0,13	0,18		
290	224	305	250	220		
300	229	266	162	85		
100	102	124	85	64		
32	55	59	40	46		
10,5	7,2	7,2	-	6,5		
60	16	32,4	33,	-		
-	16,2	16,3	10	14		
-	1,0	1,3	1,5	1,5		
172	43,9	106	105	140		
-	3,2	3,1	6,0	3,0		
8,37	4,15	6,38	7,72	7,35		
123	100	89,6	450	-		
2,09	2,92	1,86	2,03	1,50		
0,22	0,94/1,14	0,82/0,73	0,85	0,37		
9	13,8	14,4	10	21		
1,2	29,6	18,8	20	50		
2,5	2,25	8,5	5,4	-		
90	182	125	130	-		
17	20,5	20,9	16,4	-		
1,2	-	-	-	-		
-	-	0,011	-	0,016		
-	0,003	0,003	-	0,003		
0,07	0,073	0,048	-	0,06		
-	0,016	0,02	-	-		
-	0,20	0,054	-	-		

геохимических (спектральных, пламенно-фотометрических и др.).

Проведенные исследования позволили вычислить средние содержания для всех типов базальтов. Эти величины можно рассматривать как своего рода формационные "кларки" элементов. Из табл. 1 видно, что резко различных или каких-либо геохимически контрастных типов базальтов нет. Однако отмеченное выше разделение на ранний базальт-андезитовый, трахибазальт-андезитовый и поздний – базальтовый, пикрито-базальтовый этапы проявляется достаточно четко. Так, базальты первого цикла по сравнению с базальтами верхних свит второго цикла характеризуются более высокими содержаниями хрома, свинца, натрия, циркония и пониженными – ванадия, цинка, бора, скандия. Остальные элементы содержатся примерно в равных количествах.

Сильно метаморфизованные диабазы моярвинской свиты отличаются от метадиабазов пириттиярвинской свиты большим содержанием цинка, скандия и пониженным, примерно в 1,5 раза, количеством почти всех остальных элементов, в особенности титана.

Для метабазальтов моярвинской свиты выявлено относительно высокое содержание щелочных металлов: калия – 0,94%, рубидия – 30 г/т, лития 14 г/т при обычном количестве стронция и бария. Повышенные содержания калия и редких щелочей и типично литофильный характер геохимического поведения являются проявлением петрохимических особенностей пород, а также влиянием поздней, наложенной микроклинизации. Содержания галлия, циркония, скандия находятся в пределах средних концентраций базальтовых пород.

Тенденция распределения содержаний элементов в метадиабазах пириттиярвинской свиты повторяется в породах нижележащей свиты.

Трахибазальтовый характер метавулканитов проявляется в высокой концентрации калия, натрия, рубидия, ниобия, бария. Понижены содержания стронция, цинка, в то время как количества свинца, молибдена, олова, циркония, скандия остаются на уровне содержаний в породах нижележащей толщи.

Базальты II цикла (заполярнинская, ждановская, матертинская свиты) геохимически близки. Так, эти породы характеризуются почти одинаковыми содержаниями никеля, кобальта, титана, цинка, бора, ниobia, циркония, скандия. Для этих базальтов характерны низкие количества калия, сопоставимые с количеством калия в океанических базальтах. Диабазы матертинской свиты характеризуются пониженными содержаниями хрома, кобальта, ванадия, циркония. Метадиабазы заполярнинской свиты отличаются очень низкими содержаниями рубидия (1,4 г/т) и калия (0,24%).

Малые количества калия содержатся в диабазах нижней части ждановской и матертинской свит. Высокими содержаниями калия, рубидия и низкими хрома, никеля, кобальта, ванадия выделяются эссеекситовые габбро-диабазы – крайние члены дифференцированного ряда интрузий ждановской свиты.

Детальное геохимическое изучение пород печенгского комплекса, выполненное с учетом материалов по СГ-3, подтвердило наличие, с одной стороны, тесной связи между осадочными и вулканогенными

образованиями, а с другой – четких различий между породами двух выделенных серий. Причем в нижней, луостарской серии объединены вулканиты моярвинской и пирттиярвийской свит, для которых в химизме наряду с наличием явных общих черт устанавливаются и определенные различия. Основные вулканиты заполярнинской и материнской свит, наоборот, образуют довольно однородную мощную серию излияний толеитового типа, разделенную перерывом с накоплением флишоидных отложений. К этой серии приурочены проявления ультраосновного вулканизма и генетически связанные с ним дифференцированные интрузии ждановской свиты, для которых устанавливается пикритовый состав исходной магмы.

Необходимо выделять два цикла, включающих четыре петрологических типа вулканической деятельности: I цикл – андезито-базальтовый (моярвинская свита), трахиандезито-базальтовый (пирттиярвинская свита); II цикл – толеит-базальтовый и пикрит-базальтовый (заполярнинская и материнская свиты). Андезитовый, андезито-базальтовый и трахибазальтовый вулканизм I цикла сменяется толеит-базальтовым магматизмом II цикла. Разделяют эти циклы породы лучломпольской свиты. В кровле пирттиярвинской свиты развита незначительная кора выветривания, на которой залегают терригенно-карбонатные осадки лучломпольской свиты.

Таким образом, четко фиксируется перерыв в вулканической деятельности, после которого характер вулканизма резко меняется и начинается формирование мощной толеит-базальтовой никельской серии с подчиненным количеством вулканитов и гипабиссальных интрузий ультраосновного состава. По химическому составу основные вулканиты приближаются к современным океаническим базальтам. Ультраосновные вулканиты, представленные в различной степени измененными туфами, пироксеновыми и пикритовыми порфиритами, обнаруживают большое геохимическое сходство с дифференцированными никеленосными интрузиями ждановской свиты. Все они, очевидно, образовались в результате эволюции единого исходного магматического расплава, причем направление эволюции значительно отличается от направления классического "скергаарденового" типа, ранним этапом которого соответствуют вулканиты толеит-базальтового ряда печенгского комплекса (см. рис. 4-II). Тем не менее нельзя отрицать возможность парагенетической связи основного и ультраосновного магматизма в исследуемом районе. Намеченное разделение на ранний андезито-базальтовый, трахиандезито-базальтовый и поздний – базальтовый, пикрит-базальтовый этапы довольно четко проявляется в характере распределения элементов-примесей, средние содержания которых для всех петрологических типов вулканитов приведены в табл. 1.

Выше обсуждался вопрос об океаническом типе базальтов заполярнинской и, в меньшей степени, ждановской и материнской свит. Распределение редких и малых элементов также свидетельствует в пользу этой гипотезы. Это подтверждается близостью содержаний таких элементов, как калий, рубидий, соотношение которых в запо-

полярнинских диабазах составляет 1714, что очень близко к отношению этих элементов в океанических толеитах.

Формирование базальтов и диабазов заполярнинской свиты знаменует собой новый этап в развитии вулканизма печенгской структурной зоны, который фиксируется образованием геохимически однородных, последовательно налагавшихся друг на друга пластов базальтов общей мощностью около 1600 м. Эта толща метавулканитов характеризуется крайне низкой щелочностью при пониженном количестве хрома, никеля и рубидия. Количество кобальта, титана, цинка, лития, бора (табл. 1) незначительно отличаются от содержаний этих элементов в океанических толеитах [9] и существенно отличаются от содержаний их в траппах Сибирской платформы [5]. Эти геохимические особенности (исключая литий) резко отличают вулканиты заполярнинской свиты от нижележащих толщ.

"Океанический" характер геохимической специфики сохраняется для всех последующих проявлений основного вулканизма и, возможно, является важнейшей геохимической чертой вулканитов Печенга-Имандра-Варзугской зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.
2. Дмитриев Л.В. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии и петрологии. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972, т. 1.
3. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л., 1964.
4. Кутопин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969.
5. Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Геохимия траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1973.
6. Предовский А.А., Жанкуров А.А., Федотов Ж.В. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. М.: Наука, 1971.
7. Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия Печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974.
8. Соболев С.Ф., Золотарев Б.П. Геохимия пород верхней мантии и некоторых ее производных. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974.
9. Engel A.E.Y., Engel C.G. Chemical characteristics of Oceanic basalts and Upper Mantle. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, N 75.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕНЕЗИС ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОНЦИЯ

Среди освоенных и перспективных типов концентраций стронция ведущая роль принадлежит месторождениям, которые мы относим к экзогенному эпигенетическому типу [5]. В них сосредоточено до 97% от суммарных запасов стронция за рубежом (Великобритания, Канада, США, Испания, Мексика и др.), ориентировочно оцениваемых мной в 17 млн.т окиси стронция. В 1970–1976 гг. доля этих месторождений в зарубежной добыче целестиновых концентратов составляла 95–97%.

По ряду признаков эпигенетические стронциевые месторождения примыкают к группе таких месторождений, как свинцово-цинковые руды миссисипского типа, некоторые ртутные, ртутно-сурымяные, барито-флюоритовые и другие концентрации. Наиболее общими признаками этой обширной и важной в промышленном отношении группы являются: залегание в осадочных толщах без видимой связи с проявлениями магматизма, наличие литологического и стратиграфического контроля оруденения, относительно простой состав руд, варьирующий по отношению к вмещающим породам характер оруденения.

Генезис этих месторождений остросложден, что отражается в отнесении одних и тех же объектов к различным, часто взаимоисключающим классификационным группам: телетермальные [14], апомагматогенные гидротермальные [12], водозно-гидротермальные [9, 15]. Многие из этих месторождений рядом исследователей относятся к осадочным; вошел в литературу и такой нейтральный термин, фактически лишенный генетического содержания, как стратиформные месторождения.

Между тем вопросы классификационного порядка в данном случае являются не только теоретическими – они имеют и практическое значение, поскольку отнесение месторождений к той или иной классификационной группе предполагает возможность различных подходов к их прогнозированию и поискам. Таким образом, выявление закономерностей и анализ генетических особенностей эпигенетических месторождений стронция важны не только в связи с тем что эти месторождения являются ведущим промышленным типом стронциевого сырья, но и в связи с разработкой более общих проблем рудообразования.

Приводимые ниже выводы в основном базируются на результатах изучения целестиновых проявлений и месторождений СССР [3, 5], на обобщении материалов по зарубежным месторождениям [4], а также на анализе литературных данных об отечественных объектах.

По характеру залегания рудных залежей во вмещающих породах (согласное, секущее) выделяются эпигенетические стронциевые месторождения двух крайних типов: 1) стратиформные и 2) жильные,

но часто встречаются месторождения переходного характера, с разным сочетанием жильного и стратиформного оруденения. Крупные жильные месторождения в "чистом виде" встречаются очень редко и их экономическое значение невелико.

При общем стратиформном характере месторождений первого типа в их контурах встречаются массивные пластиообразные и линзообразные, прожилковые, прожилково-вкрапленные руды в различных количественных сочетаниях. По способу образования среди них занимают ведущее положение руды, сформированные в итоге метасоматического замещения вмещающих пород. С учетом их литологических особенностей среди стратиформных стронциевых месторождений можно выделить две основные группы: 1) метасоматические в карбонатных, сульфатных и карбонатно-терригенных породах, 2) метасоматические-цементационные в терригенных породах. Месторождения первой группы наиболее распространены и имеют ведущее экономическое значение. Они главным образом и рассматриваются ниже.

В карбонатных, сульфатных и карбонатно-терригенных породах мощность линзообразных и неправильной формы залежей практически мономинерального состава колеблется в пределах первых 5 м, реже - 5-10 м, изредка - до 20-30 м; по простирианию они прослеживаются на 60-70 - 300-500 м. Их контакты с вмещающими породами нерезкие, с постепенными переходами от породы к руде. В самих рудных телах есть реликты замещенной породы.

Такие богатые залежи встречаются относительно редко, чаще отрабатываются месторождения с продуктивными горизонтами, где пластиообразные и мелкие линзообразные тела массивных мономинеральных руд сочетаются с прожилковыми, прожилково-вкрапленными, жеодовыми рудами. Прожилковые и прожилково-вкрапленные руды часто сочетаются с зонами дробления, где обломки пород цементируются целестином. Такие продуктивные горизонты не имеют четких геологических границ и оконтуриваются по результатам опробования. Их мощность колеблется в пределах до 10-15 м, реже - более; прослеживаются они на сотни метров, иногда до 1,0-1,5 км. Часто на месторождениях выделяется несколько продуктивных горизонтов, расположенных на разных уровнях разреза.

На метасоматически-цементационных месторождениях в терригенных породах оруденение представлено пластами целестиноносных песчаников или алевролитов мощностью до 5-8 м, прослеживаемыми по простирианию на сотни метров. Целестин образует цемент в песчаниках; прожилки, жеоды и рудные выделения прочих форм играют подчиненную роль.

Эпигенетические месторождения стронция в подавляющем большинстве случаев монометальны, главный рудный минерал - целестин, в редких случаях - стронцианит.

Содержание целестина в рудах эпигенетических стратиформных месторождений колеблется в широких пределах. Если линзо- и пластиообразные залежи имеют ведущее значение, оно составляет 30-90%, а на месторождениях, где залежи сочетаются с прожилковыми

и прожилково-вкрапленными рудами, содержание целестина, рассчитанное на мощность всего продуктивного горизонта, составляет 15-35%.

Руды характеризуются простым минералогическим составом. Помимо целестина, с которым обычно связано более 90% валового содержания стронция в рудах, иногда в небольшом количестве присутствует стронцианит.

Обычный парагенезис целестина в рудах эпигенетических месторождений — кальцит, доломит, гипс, халцедон, самородная сера, битумы. Содержание барита обычно не выше 2%, иногда 5-10% или, в редких случаях, соизмеримо с количеством целестина (месторождение Дорчестер в Канаде, некоторые месторождения в Мексике). Иногда в пределах одного проявления наблюдаются переходы от целестиновых руд к баритовым (п-ов Мангышлак, СССР). На некоторых месторождениях в ассоциации с целестином встречаются очень небольшие количества сульфидов (галенит, сфалерит, гринокит, гидроцинкит и др.).

Эпигенетические стронциевые месторождения характеризуются следующими геологическими особенностями размещения и образования.

Обычно они располагаются не изолированно, а группируются в пределах региональных стронциевых провинций. За рубежом наиболее крупными из них являются стронциевые провинции юго-восточной Канады, юга США (Калифорния, Техас) и севера Мексики, стран Средиземноморья (Испания, Италия, Алжир и др.). Очевидно, как крупную стронциевую провинцию можно выделить обширный регион, включающий Турцию, Иран, Афghanistan и Пакистан. В СССР в качестве подобных провинций могут быть выделены Кавказ, Казахстан, Средняя Азия и другие.

В пределах стронциевых провинций целестиновая минерализация встречается на различных уровнях разреза осадочной толщи, однако большая часть рудопроявлений и месторождений обычно подчиняется стратиграфическому контролю и связана с породами определенного возраста.

Например, в Юго-Восточной Канаде большинство из известных месторождений (Энон в Новой Шотландии, Дорчестер в Нью-Брансуике, Ронан на о-ве Ньюфаундленд и др.) приурочено к породам уинзорского яруса миссисипия. В средиземноморской провинции эпигенетический целестин известен в породах верхнего мела, палеоценена, эоцена и миоцена, но большинство значительных в промышленном отношении концентраций локализуется в породах нижнего или среднего миоцена (Монтевида в Испании, месторождения в Алжире, Египте). Для Кавказа характерна связь подавляющего большинства эпигенетических концентраций с толщей валанжин-готерива, хотя отдельные небольшие рудопроявления известны в тортоне и в породах верхнего мела.

На п-ове Мангышлак эпигенетический целестин найден также на различных стратиграфических уровнях, начиная с нижнего мела, но

в основном он приурочен к палеоценовым и особенно миоценовым (сарматским) отложениям. В Средней Азии проявления эпигенетического целестина также зафиксированы в разновозрастных отложениях - от кимеридж-титона до палеогена, однако наиболее значительные концентрации, несмотря на удаленность друг от друга, локализуются в породах бухарского и акджаарского ярусов палеоцена.

Таким образом, несмотря на значительный вертикальный размах эпигенетического стронциевого минералообразования в осадочных толщах провинций, локализация большей части упомянутых проявлений, а также и месторождений подчиняется четкому стратиграфическому контролю.

Провинции эпигенетических стронциевых месторождений пространственно сопряжены с областями развития дислоцированных отложений в складчатых зонах или зонах платформ и древних складчатых сооружений, испытавших последующую тектоническую активизацию. Так, месторождения Юго-Восточной Канады в структурном плане связаны с северной частью Аппалачской каледоно-герцинской складчатой системы. Стронциеносные провинции Средиземноморья, Кавказа, Иран-Афганистан-Пакистана располагаются в пределах альпийского складчатого пояса. Стронциевое оруденение Средней Азии связано с областями кайнозойского эпигенетического орогенеза.

В пределах провинций локализации рудных полей и отдельных месторождений, как правило, контролируется тектоническими нарушениями разных порядков - региональными разломами глубокого заложения, локальными разломами, сбросами, сопутствующими им зонами дробления и повышенной трещиноватости пород. Характерна частая связь оруденения с антиклинальными структурами.

На п-ове Мангышлак рудопроявления стронция группируются в зоны, положение которых контролируется шовными структурами (чаще ортогональной системы), ограничивающими крупные, длительно развивающиеся блоки, испытывавшие тенденцию к относительному поднятию. В пределах зон рудные поля контролируются участками пересечения шовных структур. Отмечается приуроченность оруденения к периклинальным частям крупных поднятий, где оно пространственно связано с локальными дизъюнктивными нарушениями, активно развивавшимися на кайнозойском этапе.

Тесная связь с разрывными нарушениями характерна и для проявлений среднеазиатской провинции. Большинство из них тяготеет к кругопадающим региональным разломам. Например, одно из рудопроявлений локализуется в юго-восточном крыле Шерабад-Сарыкамышской антиклинали, осложненной кругопадающими разрывными нарушениями и пологим продольным надвигом. В другом районе целестиновое оруденение локализуется в восточном крыле Дехканабад-Мукринской синклинали, сопряженном с Гаурдак-Кугитангской антиклинальной зоной. На флангах оруденение ограничено зонами региональных разломов (Узункудукский, Северо-Кугитангский), в самой продуктивной толще отмечается ряд локальных разрывных нарушений преимущественно северо-западной ориентировки [1].

На Кавказе стронциевое рудопроявление приурочено к северной части западного крыла Мукринской антиклинали северо-западного простирания, которая в центральной части осложнена поперечным губинным разломом.

Аналогичные связи с крупными тектоническими нарушениями отмечаются и для зарубежных месторождений: месторождение Энон (Канада) тяготеет к региональному разлому северо-западного простирания, месторождения Долины Смерти (Калифорния) – к разлому Гарлок и т.д.

Для многих месторождений характерно наличие зон брекчирования в связи с тектоническими нарушениями. В них создаются наиболее благоприятные условия для циркуляции подземных вод и замещения целестином вмещающих пород, а также образования целестинового цемента брекчий.

В пределах древних платформ эпигенетические месторождения, сопоставимые по масштабам с месторождениями в складчатых областях или областях эпиплатформенного орогенеза, не известны. Для этих структурных областей более характерно образование седиментационно-диагенетических месторождений [5]. В рудах этих месторождений имеется, как правило, эпигенетический целестин, на отдельных участках он может даже количественно преобладать, но в целом облик и характер размещения рудных залежей определяются седиментационно-диагенетическими процессами. И на древних платформах повышенная эпигенетическая стронциеносность также обычно тяготеет к районам широкого развития разрывных дислокаций. В Башкирском Приуралье участки, где особенно интенсивно проявлены процессы метасоматического замещения целестином сульфатно-карбонатных пород нижней перми, пространственно тяготеют к зонам неотектонически активизированных глубинных разломов [8]; на Украине скопления эпигенетического жильного целестина в известняках мелового возраста локализуются в толщах, осложненных тектоническими нарушениями типа диаклаз и параклаз, тяготеющих к глубинным разломам [13].

Эпигенетические стронциевые месторождения обычно залегают в сульфатно-карбонатных, карбонатных и терригенно-карбонатных толщах. Породами, непосредственно вмещающими рудные тела, чаще всего являются известняки, доломиты, мергели, гипсы. В разрезах рудоносные горизонты обычно ассоциируют с сульфатными породами, но их положение по отношению к последним различно. В одних случаях рудоносные карбонатные породы подстилаются гипсами, в других – залегают между гипсами или сменяются ими по простиранию. Обычно сами гипсы безрудны или содержат небольшое количество вкрапленного целестина.

Реже стронциевое эпигенетическое оруденение связано непосредственно с гипсами. Например, в одном из районов Средней Азии линзообразные и пластообразные тела гипсов залегают среди круто-падающих известковистых аргиллитов, известковисто-глинистых песчаников и глин. На глубине гипсы сменяются ангидритами. Линзо-

образная целестьиновая залежь находится в гипсах у их контакта с терригенными породами. В нижних массивных ангидратах она выклинивается. Связь целестьиновых рудных тел непосредственно с гипсами характерна и для ряда других месторождений (в ФРГ, США и т.д.).

Иногда непосредственной ассоциации рудоносных горизонтов с гипсами не наблюдается. Например, на Мангышлаке стронциевое оруденение локализуется в карбонатных и терригенно-карбонатных породах сарматы, где есть лишь небольшое количество вкраплений и прожилков гипса. На одном из месторождений Северной Африки стронциевое оруденение связано с известняками среднего миоценена, которые подстилаются песчаниками, гравелитами и конгломератами. Кровля рудоносных известняков выходит на поверхность. Однако в тех случаях, когда непосредственная ассоциация рудоносных карбонатных пород с сульфатными отсутствует, последние часто обнаруживаются ниже по разрезу.

В молодых толщах (сармат Мангышлака, бухарский ярус юга Средней Азии, миоцен Северной Африки и т.д.) карбонатные породы, вмещающие проявления стронция, часто представлены органогенными и органогенно-детритовыми известняками, а в более древних толщах (миссисипий Юго-Восточной Канады, пермь ФРГ, нижний мел Кавказа) – пелитоморфными, доломитизированными и загипсованными известняками, доломитами.

Рудовмещающие органогенные и органогенно-обломочные известняки часто доломитизированы, причем доломитизация имеет эпигенетический или диагенетический характер. Для эпигенетических месторождений связь целестьинового оруденения с брекчиями (тектоническими, карстовыми). В них целестьин цементирует обломки пород (обычно карбонатных) и частично метасоматически замещает их. Эпигенетические рудопроявления в отличие от седиментационно-диагенетических не подчиняются фациальному контролю. Они могут быть связаны с породами различного фациального облика – с отложениями нормально соленых морских бассейнов с явно биогенными карбонатными породами (Средняя Азия), с континентальными озерными отложениями (Испания), отложениями аридных эвапоритовых бассейнов в ассоциации с сульфатными породами (Канада, некоторые проявления на Кавказе) и т.д.

В то же время эпигенетические месторождения, как правило, залегают в толщах осадочных пород с повышенной стронциеносностью, имеющей седиментационно-диагенетическую природу, или же такие толщи вскрываются ниже по разрезу. В частности, отмечается связь эпигенетических месторождений с породами сульфатно-карбонатных формаций, для которых характерна вкрапленность аутигенного, седиментационно-диагенетического целестьина, не имеющая обычно промышленного значения, но распространенная регионально [5].

Для месторождений в более молодых (преимущественно кайнозойских) отложениях часто характерно нахождение стронциевого оруденения в карбонатных породах, в которых повышенные содержания

стронция резко превышают кларковые значения и объясняются первичным биогенным накоплением в карбонатных остатках фауны и соосаждением с арагонитом. Например, в органогенно-детритовых эоценовых известняках севера Африки, с которыми связано эпигенетическое целестиновое оруденение, содержание стронция составляет 0,13-1,5% [18].

Обычно эпигенетические стронциевые месторождения локализуются в районах распространения осадочных толщ без проявлениймагматизма. В тех же случаях, когда в относительной близости к стронциевому месторождению все же имеются выходы магматогенных пород (например, в районе месторождения Энон в Канаде), видимая связь оруденения с ними отсутствует и не доказывается с достаточной достоверностью.

Стронциевые эпигенетические месторождения всегда вторичны по отношению к вмещающим породам; основной объем рудных скоплений возникает в итоге процессов, протекавших после формирования вмещающих пород, на стадии их эпигенеза, в итоге деятельности подземных вод.

Рудные тела формируются в итоге метасоматического замещения целестином вмещающих пород, признаки которого легко устанавливаются на всех месторождениях, и в результате кристаллизации целестина в пустотах, порах, по трещинам, в зонах брекчирования, закарстованности. Разрывные нарушения играют роль подводящих каналов стронциеносных вод. Стронций либо привносится в рудовмещающую толщу, либо заимствуется из самой толщи (в связи с этим показательна обычная связь целестиновых месторождений с первично обогащенными стронцием породами), но количественно оценить долю аллохтонного и автохтонного стронция трудно.

Характерно, что провинции эпигенетических стронциевых месторождений обычно пространственно сочетаются с региональными артезианскими бассейнами хлоридных (хлоридно-кальциевых, хлоридно-натриевых) минерализованных вод глубокого залегания в более древних, чем вмещающие стронциевые месторождения, отложениях. Такие воды отличаются значительной глубиной залегания (обычно более 500 м, часто 3000-4000 м), высокой температурой (75-200°), значительной (до 300 г/л и более) общей минерализацией и газонасыщенностью. Характерны локализация рассолов в толщах с галогенными формациями (подсолевые и межсолевые горизонты пород) и их частая связь с залежами нефти и газа. Большинством гидрогеологов такие рассолы рассматриваются как продукт концентрирования и метаморфизма водозных вод, в частности захороненных вод морского происхождения.

Хлоридные минерализованные воды отличаются повышенными содержаниями брома, йода, бора, иногда лития и рубидия. Содержание стронция в них колеблется от 50 до 300 г/т, но отмечаются и более высокие значения.

По данным М.С. Галицына, в рассолах из меловых и юрских отложений одного из артезианских бассейнов Кавказа содержится

500–600 г/т стронция, в соседней провинции в хлоридно-кальциево-натриевых рассолах из юрских отложений – 450–800 г/т. В глубинных рассолах из ряда пунктов Средней Азии зафиксировано до 5000 г/т стронция.

Благоприятные тектонические условия (наличие разломов и т.д.) способствуют разгрузке рассолов в залегающие выше горизонты. При этом в итоге смены гидрохимического режима, например, при смешении глубинных стронцийсодержащих хлоридных вод с сульфатными водами неглубокого залегания, при проникновении этих вод в толщи сульфатно-карбонатного состава, т.е. при наличии достаточного количества сульфат-иона, происходит выпадение целестина в осадок (выполнение трещин и пустот в породе) и замещение целестином сульфатных и карбонатных пород. Образование целестина в итоге смешения вод разного состава непосредственно наблюдалось, например, на серном месторождении Шор-Су в Средней Азии [11], на полиметаллическом месторождении Лаутенталь в ФРГ [6].

Значительная глубина циркуляции стронциеносных вод определяет относительно высокие температуры образования целестина эпигенетических месторождений. Судя по температурам гомогенизации газово-жидких включений, целестины из некоторых среднеазиатских месторождений формировались из водных растворов, нагретых до 40–200° [9]. Температура образования целестина из серного месторождения Гаурдак составляет 50–200°, целестина из эпигенетических жеод в силурийских доломитах в штате Огайо (США) – 68–114° [22].

Подобные температуры образования целестина укладываются в интервалы температурных условий, характерных для эпигенеза осадочных пород, и согласуются с прямыми определениями температур хлоридных глубинных рассолов. Следовательно, они не могут являться доказательством связи эпигенетических месторождений стронция с растворами, имеющими ювенильное происхождение.

Накопление стронция в хлоридных рассолах объясняется его выщелачиванием из осадочных толщ. При этом наиболее обогащены стронцием рассолы, ассоциирующие с соленосными и сульфатно-карбонатными отложениями, содержащими вкрапленность целестина. Еще В. Ноллем [20] было высказано предположение, что повышенная стронциеносность хлоридных вод объясняется хорошей растворимостью целестина из осадочных пород в хлоридных растворах. М. Галицыным экспериментально показано, что растворимость сульфата стронция в растворах NaCl возрастает в 10 раз, KCl – в 13 раз и $MgCl_2$ – в 16 раз по сравнению с его растворимостью в дистиллированной воде.

Помимо рассеянного целестина источником поступления стронция в воды могут быть и другие минералы осадочных пород, прежде всего карбонаты (выше уже обращалось внимание на обогащенность стронцием органогенных известняков).

Хлоридные воды наиболее обогащены стронцием, однако этот элемент может выщелачиваться из осадочных пород и далее переот-

лагаться водами и других гидрохимических типов. Так, экспериментальным путем показано, что сходные с природными водные растворы, обогащенные $\text{HCO}_3^- - \text{CO}_3^{2-}$, легко экстрагируют стронций из пород при повышенных температурах; в качестве исходной твердой среды были взяты гнейс и гранит [21].

Эти данные хорошо согласуются с тем, что в разрезах осадочных толщ горизонты, обогащенные эпигенетическим целестином, обычно ассоциируют с породами, содержащими аутогенный седиментационно-диагенетический целестин, или с первично-стронциевоносными органогенными карбонатными и карбонатно-глинистыми породами.

Переход стронция, находящегося в виде изоморфной примеси в минералах осадочных пород, в водную fazу с последующим образованием эпигенетического целестина может также осуществляться в итоге таких типичных для эпигенеза процессов, как доломитизация известняков и образование вторичных гипсов по ангидритам. Это объясняется тем, что структуры доломита и гипса менее благоприятны для изоморфного вхождения в них стронция, чем структуры образующихся кальцита и ангидрита. Приуроченность выделений эпигенетического целестина к участкам доломитизации и гидратации ангидритов неоднократно наблюдалась нами на многих стронциевых эпигенетических месторождениях [2, 5].

Для определения первоисточника стронция в эпигенетических месторождениях большое значение могли бы иметь данные об изотопном составе стронция в целестинах и в стронциевоносных (особенно хлоридных) водах. К сожалению, несмотря на значительный объем литературы по изотопии стронция, публикаций именно по этому вопросу мало.

По результатам анализа 15 проб из седиментационно-диагенетического месторождения Иейт в Великобритании отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в целестине составляет 0,709–0,710, что очень близко к составу стронция в морской воде и карбонатных породах [23]. В то же время анализ 11 образцов целестинов (к сожалению, неизвестного происхождения) из разных районов мира дал весьма широкий разброс отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0,709 до 0,727 [7]. Характерно, что для целестинов из докембрийских и силурийских отложений это отношение составляет 0,713–0,723, а для целестинов из пермских, триасовых, меловых и миоценовых – 0,709–0,711.

Помимо того, что содержание радиогенного стронция зависит от геологического возраста, высокие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в целестинах в принципе могут определяться и другими причинами. Поскольку такие значения также характерны для гранитов континентальной коры и терригенных осадочных пород, то они могут указывать как на образование эпигенетического целестина из растворов, связанных с гранитоидным магматизмом, так и на выщелачивание стронция подземными водами из терригенных пород осадочного чехла.

Наконец, поскольку значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ зависит от отношения Sr/Rb , то рассолы, в которые стронций поступает при выщелачива-

ний из соленосных пород с повышенными содержаниями рубидия, могут характеризоваться повышенными по сравнению с морской водой и карбонатными породами значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Эти значения могут наследоваться целестинами, генетически связанными с такими рассолами.

Результаты изучения изотопного состава минерализованных вод из геотермального района Солтон-Си в штате Юта (США) показали, что воды заимствовали стронций из осадочных пород. По изотопному составу водорода и кислорода сами эти воды имеют первично-седиментационное происхождение [17]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рассолах из пермских отложений Канзаса несколько ниже, чем в карбонатных породах и морской воде — 0,707 [16], а в подземных рассолах из района Большого Соленого озера несколько выше — 0,713, что может объясняться их разбавлением грунтовыми водами атмосферного происхождения [19].

Таким образом, данные по изотопии стронция в целестинах и рассолах из-за малочисленности и известной противоречивости, а главным образом из-за отсутствия специальных работ по эпигенетическим месторождениям, не позволяют однозначно судить о первоисточнике стронция. Учитывая результаты, полученные Л.Н. Овчинниковым [10] о возможностях генетической интерпретации изотопных данных, вряд ли может быть однозначное решение этого вопроса в итоге изучения изотопного состава серы в целестине. Следовательно, решение должно основываться прежде всего на анализе всего комплекса геолого-минералогических и геохимических данных.

Охарактеризованные выше особенности строения, вещественного состава, закономерности размещения (стратиграфический, структурный, литологический контроль оруденения, связь с определенными типами минерализованных вод и т.д.) позволяют считать, что метасоматические и жильные стронциевые месторождения мира образуются на стадии эпигенеза осадочных пород в итоге переотложения стронция подземными водами за счет первично-осадочного рудного материала. В связи с этим наиболее правильно классифицировать их как экзогенные эпигенетические месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байков А.А., Смирнов В.В. Целестьин в палеоценовых отложениях Юго-Восточной Туркмении. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1976, № 2.
2. Бурков В.В. Месторождения стронция в пестроцветной сульфатно-терригенной формации. — В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Наука, 1964.
3. Бурков В.В. Месторождения стронция. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 3.
4. Бурков В.В. Минерально-сырьевая база стронциевой промышленности капиталистических и развивающихся стран. — В кн.: Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ. Сер. 1. М., 1975.

5. Бурков В.В., Подпорина Е.К. Струнций: Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
6. Линдгрен В. Минеральные месторождения. М.: ОНТИ, 1934.
7. Колебания содержаний изотопов стронция в минералах. — В кн.: Изотопы в геологии. Л.Ф. Герцог, Л.Т. Одрич, В.К. Холик, Ф.В. Уайтинг, Х.Х. Аренс. М.: ИЛ, 1954.
8. Макушин А.А. О типах накопления стронция в пермских отложениях Западной Башкирии. — Литол. и полез. ископ., 1975, № 1.
9. Могаровский В.В. Температурные условия образования некоторых целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии. — Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 5.
10. Овчинников Л.Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976.
11. Скиба Н.С. Геохимия стронция и бария (Ферганская депрессия). Фрунзе: Илим, 1970.
12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
13. Ткачук Л.Г., Сеньковский Ю.М., Ризун Б.П. О целестине в мелевых отложениях западных областей Украины. — Геол. журн., 1969, т. 29, № 5.
14. Федорчук В.П. Телетермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
15. Чухров Ф.В. О рудообразовании из водозных растворов. — Геол. руд. месторожд., 1974, № 3.
16. Brookins D.G., McMillen H.O. Isotopic compositions of strontium in halite and included brines from Hutchinson, Kansas. — Trans. Kansas Acad. Sci., 1970, v. 73, N 2.
17. Doe B.R., Hedge C.E., White D.E. Preliminary investigation of lead and Strontium in deep sea brines underlying the Salton Sea geothermal area. — Econ. Geol., 1966, v. 61, N 3.
18. El-Hinnawi E.E., Loukina S.M. On the distribution of strontium in some Egyptian carbonate rocks. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1972, N 2.
19. Jones L.M., Faure G. Strontium isotope geochemistry of Great Salt Lake, Utah. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, N 6.
20. Noll W. Geochemie des Strontiums mit Bemerkungen zur Geochemie des Bariums. — Chem. Erde, 1934, N 8.
21. Pencheva E.N. Model investigation for the genetic interpretation of the occurrence of certain heavy and alkaline earth metals in thermal waters. — Dokl. Bolg. AN, 1977, v. 30, N 2.
22. Roedder E. Varvelike banding of possible annual origin in celestite crystals from Clay Centr, Ohio and in other minerals. — Amer. Miner., 1969, v. 54, N 5-6.
23. Wood M.W., Shaw H.F. The geochemistry of celestites from Yate area near Bristol (U.K.). — Chem. Geol., 1976, v. 17, N 3.

II. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

И. Б. Недумов

К ПРОБЛЕМЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ТЕКТОНИКИ, МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Цель настоящей статьи – показать в наиболее общих чертах возможный путь решения проблемы взаимосвязи различных геологических процессов в единой системе и его практическое значение.

Согласно современным представлениям [8, 9, 10 и др.], геологическая система относится к числу саморазвивающихся естественно-исторических систем, исследование и моделирование которых осуществляется в двух взаимосвязанных аспектах: историческом и структурно-функциональном. Первый оперирует комплексными геологическими формами движения (тектоническими, седиментационными и т.п.), главным образом в рамках пространственно-временных структур, и направлен на систематизацию событий, объектов и явлений; второй оперирует фундаментальными физическими и химическими формами движения в рамках динамических структур и направлен на установление существа взаимосвязей конструктивных элементов системы.

В обоих аспектах способ существования системы – развитие (движение); его причины – единство противоположных тенденций – к устойчивости и изменчивости в историческом и эквивалентных тенденций – к организации и дезорганизации в структурно-функциональном аспектах. В обоих аспектах система состоит из иерархических рядов уровней различных порядков с относительно замкнутыми контурами (циклами) процессов, в рамках которых состояние каждого процесса – функция всех остальных и состояние всех остальных – функция каждого. Противоположность тенденций развития в иерархии относительно замкнутых контуров разрешается в необратимой поступательной и вследствие этого спиральной полицикличности развития.

Пространственно-временная структура геологической системы определяется иерархическим рядом конструктивных элементов, подчиненных по принципу части и целого: ядро–мантия–кора, каждый из этих элементов состоит из трех слоев и т.д. Тот же принцип соподчинения свойствен и динамической (функциональной) структуре иерархического ряда относительно замкнутых контуров процессов развития: общий контур развития, состоящий из мегациклов, мегацикли из циклов и т.д.

Очевидно, обе структуры в целом и все их элементы должны быть полностью сопоставимы, поскольку динамические структуры выражают суть движения (развития), пространственно-временные – конструктивные формы его реализации. Одна структура существует через другую, и обе выражают во всех своих деталях различные аспекты одного и того же. В таком случае триада геосфер ядро-мантия-кора должна являться конструктивным выражением контура процессов тектоно-магматического мегацикла, триада слоев геосфера – выражением контура тектоно-магматического цикла и т.д., с учетом того что регистрация динамических процессов различных порядков осуществляется практически лишь в пределах коры – в разномасштабных тектоно-магматических, метаморфических и иных процессах ее преобразований. При этом конструктивные элементы являются полем многократного функционирования динамических структур, т.е. их преобразования отражают направленность и необратимость полициклического развития системы.

Не входя ни в какие подробности, попытаемся кратко охарактеризовать конструктивные и динамические элементы геологической системы и их взаимосвязь в рамках традиционных геологических представлений.

Согласно современным данным, геосфера и слои Земли возникли при дифференциации изначально однородного вещества и различаются не только или не столько химическим составом, сколько физическим состоянием вещества. Основной объем Земли слагает мантия, тогда как Луны, прошедшей, как полагают, сходный, но значительно более длинный путь развития, – ядро и литосфера [17]. Следовательно, можно полагать, что развитие планеты так или иначе связано с перераспределением вещества мантии, с его разуплотнением при переходе в литосферу и кору и уплотнением при переходе в ядро.

Разуплотненное состояние верхней мантии под активными областями коры, "размазывание" границы Мохо, увеличение мощности и четкости волновода, наличие горизонтальных неоднородностей, постепенно исчезающих к уровню среднего слоя (C) мантии на глубинах затухания фокальных зон очагов землетрясений, подъем границы Мохо, по-видимому, за счет преобразования в мантию нижних горизонтов базальтового слоя коры – все это свидетельствует о взаимосвязи между тектоно-магматическими процессами в коре, разуплотнением вещества мантии, его поступлением в кору и, вероятно, обратным поступлением корового вещества в мантию.

Достаточно очевидна также взаимосвязь формирования поднятий различных порядков с разуплотнением вещества верхней мантии и гранитизирующихся средних горизонтов коры. При этом давление в основании поднятий становится не ниже, а выше, чем до воздымания [3]. На глубине 5–10 км оно может превышать 10 кбар [19]. При интрузии магмы боковые породы испытывают значительные деформации. Становление интрузий происходит при давлениях, превышающих нередко в несколько раз литостатическое [5–7 и др.]. Многие формы магматизма связаны со взрывными процессами. Зем-

петрения предшествуют вулканизму, но с развитием вулканизма сейсмичность снижается [4].

Формирование различных прогибов следует за воздыманием (обычно более широким) и связано с поступлением на поверхность вулканогенных продуктов или с интрузивными процессами в смежных областях и зонах.

Как показал М.В. Муратов [11,12], геосинклинальный процесс включает главный – эвгеосинклинальный и молассовый периоды. Последний проходил тот же, что и эвгеосинклинальный, но ускоренный путь развития на базе не мантийных, а коровых магматических очагов. Оба периода в соответствии с классической схемой тектономагматического цикла начинаются в условиях растяжения, а заканчиваются в условиях сжатия коры и, по-видимому, имеют сходные механизмы развития, представляя однотипные иерархически соподчиненные контуры процессов.

Все это дает основание рассматривать: 1) в согласии с представлениями В.В. Белоусова функционирование динамической структуры системы – в последовательных актах дифференциации и двунаправленного перераспределения вещества Земли между смежными геосферами, слоями и иными конструктивными элементами; 2) функциональные связи – в триадах смежных конструктивных элементов (уровнях взаимодействий); 3) процессы разуплотнения вещества – скорее как причину, нежели следствие изменения давлений, температур и деформаций среды своего развития; 4) поднятия – как результат разуплотнения подстилающего их вещества, прогибы – как результат разрядки динамических напряжений области разуплотнения в ходе вулканических и интрузивных процессов; 5) исходный импульс наиболее общего контура процессов, соответствующего мегациклу, – в связи с дифференциацией вещества среднего слоя мантии, последующих контуров – в связи с дифференциацией вещества средних элементов триад всего иерархического ряда уровней взаимодействий вплоть до уровней рудных тел и минеральных комплексов.

В концепциях новой глобальной тектоники (НГТ) несомненным представляется: расчленение континентальной коры в связи со свободными поднятиями и раздвигание ее блоков в ходе рифтогенеза и спрединга; связь этих процессов с разуплотнением мантии; сжатие и утолщение коры при формировании складчатых оphiолитовых поясов и шарьяжей. К числу наиболее критикуемых относится концепция субдукции, поскольку она не имеет прямых доказательств в отличие от спрединга и не согласуется со многими фактами.

В согласии с теорией геосинклиналей, начальные стадии крупных тектономагматических циклов достаточно синхронны в различных регионах и осуществляются в условиях общего растяжения коры; почти столь же синхронны крупные фазы диастрофизма средних стадий цикла, осуществляющиеся в условиях сжатия.

Эти и ряд других закономерностей проще всего объяснимы в рамках не нашедшей пока признания гипотезы пульсирующего (расширение – сжатие) расширения Земли, в которой одинаково находят мес-

то основные положения фиксизма и мобилизма, геосинклинальной теории и НГТ. По различным причинам к этой гипотезе в последние годы обращается все большее число геологов.

При всей несходности архейского, протерозойского и фанерозойского мегациклов и сложности определения их границ и подразделений в докембрии каждый из них включает три шикла (наименее четко в архее). Начинаясь расчленением консолидированной коры "сквозными" нарушениями (палеоавлакогены, авлакогены, рифты), мегацикли завершаются новой глобальной консолидацией коры (протоплатформы, платформы, молодые платформы) с более высокой степенью гранитизации и мощностью "гранитного" слоя. От начала к концу каждого мегацикла реализуется одна и та же тенденция последовательного изменения особенностей тектонических, магматических, седиментационных и металлогенических процессов. Причем направленность и основные закономерности этих изменений сопоставимы с таковыми, с одной стороны, в интервале каждого тектономагматического цикла - составной части мегацикла, с другой - в интервале всего развития земной коры, включающей последовательный ряд мегациклов.

Очевидно, в приведенных закономерностях достаточно четко намечается иерархическая последовательность относительно замкнутых контуров процессов и конструктивных элементов системы, прослеживающаяся далее в коре - в "массовом периоде" геосинклинального развития, на уровнях становления последовательных фаз интрузивных пород и их производных. При этом относительная замкнутость и сходства механизмов каждого из последовательных контуров и уровней взаимодействий, по-видимому, определяются: разуплотнением вещества предшествующего уровня, поступлением его дифференциатов на данный уровень, разуплотнением вещества последнего и затем уплотнением после перехода его дифференциатов на следующий уровень.

По-видимому, дифференциаты мантии - единый исходный импульс и материал магматических процессов, характеризующихся вместе с тем пространственно-временной обособленностью кислых, основных и ультраосновных пород при наибольшем антагонизме первых и последних. Однако наряду с этим достаточно многочисленны случаи тесной связи перечисленных и щелочных пород: в массивах рапакиви, в спилит-кератофировых, гипербазит-габбро-плагиогранитных, трапповых и некоторых других формациях, в расслоенных массивах, в контрастных ассоциациях базальтов и калиевых липаритов. Калиевые базальтоиды содержат до 3-4% калия, а также Be, Li, Sn, F, H_2O и другие гранитоидные компоненты в количествах, нередко превышающих в 3-4 раза их содержания в нормальных гранитах [21].

Во всех перечисленных случаях магматизм связан с крупными разломами коры и имеет, как полагают многие исследователи, ювенильное происхождение.

Возможность значительных вариаций составов ювенильных магм

в зависимости от термодинамического режима, вплоть до обособления кислых и щелочных, подтверждается экспериментами Д.Х. Грина, А.Э. Рингвуда, К.В. Бэрнема, И. Куширо, Н.Х. Хитарова и других, так же как возможность обособления ультраосновных, кислых и щелочных магм при дифференциации базальтоидов в условиях коры.

Вероятно, кроме базальтоидных, все остальные магмы гетерогенны, с чем связаны коренные различия металлогенеза их разновидностей. Так, наиболее продуктивные поздние, преимущественно калиевые граниты формируются в поднятиях с континентальным, главным образом архейским, фундаментом, вне зон глубинных разломов, т.е., скорее всего, в связи с коровыми очагами, в отличие от преимущественно кальциево-натриевых гранитоидов батолитовых формаций эвгеосинклинальных областей. В данном районе и в данном цикле поздний гранитоидный и ранний основной магматизм антагонистичны. Высокая продуктивность основных и связанных с ними щелочных пород снижает таковую в одновозрастных гранитах, и наоборот. В то же время присутствие кислых и щелочных фаз и фаций характерно для высокопродуктивных негеосинклинальных и, по всей вероятности, ювенильных гипербазитов, контролируемых глубинными разломами континентальной коры. Причем в этой ассоциации кислые и особенно щелочные породы могут также оказаться высокопродуктивными.

Антагонизм кислых и ультраосновных магм при различиях содержаний в них Si, Al, видимо, в основном обязан двум элементам — K и Mg, оптимально существующим в основных расплавах, т.е. в присутствии Ca, а также Na, Fe, Mn.

Все это дает основание полагать, что указанные элементы и термодинамический режим относятся к числу главных, соответственно внутренних и внешних факторов, определяющих те или иные пути формирования магм и их особенностей.

По расчетам Е.И. Мархинина, только самые сильные извержения, начиная с 1800 г., выбрасывали пепла в среднем 3 млрд. т/год. Количество газовых выбросов при этом было очевидно весьма значительным. В газовых выносах трахибазальтов в значительных количествах содержатся Si, Al, K, Na [1], а для эндогенных гидротерм областей базальтоидного вулканизма характерны рудные элементы кислых гранитов, особенно Li, Rb, Cs, а также Be, B, W, Mo [13]. По некоторым расчетам [18] нынешние среднегодовые поступления ювенильных вод в гидросферу составляют порядка 0,7 км³, что при том же режиме в течение кайнозоя обеспечивает накопление примерно 70-метрового слоя воды на всей поверхности Земли.

Все это указывает на значительные количества компонентов кислых и щелочных магм, сбрасываемых основными вулканитами в газовых фазах; на продолжающееся формирование атмо- и гидросфер за счет вещества мантии; на вероятную интенсификацию этого процесса в начале тектоно-магматических циклов и на диссипацию атмосферы в космос.

В целом перечисленные и иные подобные закономерности при детализации, видимо, могут дать достаточный материал для последовательного описания основных элементов динамических и пространственно-временных структур геологической системы, их иерархической соподчиненности и взаимосвязей. Иными словами, эти закономерности могут служить основой разработки модели геологической системы, в которой возникновение любых, в том числе рудных, геологических объектов в верхних горизонтах коры в принципе может быть объяснено и предсказано при анализе всей последовательности уровней взаимодействий. Однако для успешного осуществления такого анализа совершенно необходимо знание существа функциональных связей всех элементов системы и коренных причин её развития на уровне фундаментальных химических и физических форм движения материи.

Теоретические предпосылки разработки модели на этом уровне, ранее подробно обсуждавшиеся [16], сводятся к следующим основным положениям.

1. Развитие любой материальной системы есть разрешение фундаментального противоречия самопроизвольного двунаправленного движения материи, выражавшегося в рассеивании энергии и концентрации массы вещества через последовательный ряд уровней его организации (от элементарного до электромагнитно-гравитационного, и наоборот). При этом рассеивание энергии есть любое движение (усилие), направленное вовне, а концентрация массы – направленное вовнутрь вещественных конструкций, например: ядерный распад и противоположные ему ядерные силы, силы отталкивания и притяжения электрона и протона в атомной конструкции, отталкивание одноименных и притяжение разноименных зарядов, разуплотнение и уплотнение структуры молекулярного поля вещества, испарение и конденсация, излучение и гравитация. Оба направления и их слагаемые (ядерный распад, отталкивание и т.д., с одной стороны, и ядерные силы, притяжение и т.д., с другой) неразделимы, самопроизвольны в исходных и конечных точках, и в своем диалектическом единстве определяют дезорганизационный (энтропийный) и организационный (антиэнтропийный) пути развития, его причинно-следственные категории, непрерывно-прерывистый характер, суть части и целого, многоступенчатый пространственно-временный континуум и его метрики.

2. Каждый данный уровень организации материи: ядерный, атомный, молекулярный и т.д. – есть среда – пространственно-временной континуум предыдущего уровня, реализующий рассеивание его энергии, следствием чего является концентрация массы, фиксируемая лишь в уплотнении и структурных преобразованиях предыдущего уровня.

3. Средой молекулярного уровня является гравитационный и термодинамический, точнее единый двунаправленный уровень организации, но многоступенчатый в конструктивных порядках геологической системы (геосфера, слои и т.д.). При этом взаимодействия

смежных конструктивных уровней могут рассматриваться в рамках частной односторонней термодинамической системы: объект (энергоисточник) – среда (энергопоглотитель).

4. Рассеивание энергии и концентрация массы молекулярного уровня осуществляются в последовательных актах дифференциации с обособлением различных по структуре относительно упорядоченных (масса) и неупорядоченных (энергия) фаз с перераспределением полной энергии изначального поля ($E = F + ST$) в пользу свободной энергии (F) в неупорядоченной и связанной (ST) – в упорядоченной фазах с некоторым сокращением суммарных количеств свободной энергии системы. При этом под свободной энергией подразумеваются направленные вовне постоянные усилия – силы отталкивания частиц данного молекулярного поля, эквивалентные сумме противоположно направленных усилий связи частиц и внешнего давления, среды; под связанной энергией – переменное количество движения частиц поля, способное к переходу вовне и поглощению извне в тепловой форме.

Неупорядоченная фаза разуплотняется относительно исходной, упорядоченная – наоборот. В первой концентрируются компоненты, стремящиеся к переходу в газовое состояние, во второй – в кристаллическое. Упорядоченная фаза отдает энергию вовне в форме тепла, неупорядоченная – в форме работы, связанной с разуплотнением, и в форме тепла (с переходом на внешний конструктивный уровень с иными ТР-параметрами среды) как собственного, так и поглощенного и связанного ранее тепла упорядоченной фазы.

Последовательная дифференциация завершается: в энтропийном направлении разрушением молекулярного поля вовне и тепловым рассеиванием энергии при конденсации газовой фазы; в антиэнтропийном – максимальным уплотнением молекулярного поля, его стремлением к замыканию вовнутрь – на атомный или электронно-ядерный ("металлизованный") уровень организации при возрастающем давлении среды.

5. Любые газы, сжатые до плотностей, соизмеримых с жидкостными, переходят во флюидное состояние, которое характеризуется свойственным жидкости молекулярным полем и свойственным газу стремлением к разуплотнению. Любые расплавы, содержащие компоненты летучих и находящиеся под давлением, обладают свойствами флюида. При этом тенденция к разуплотнению (уплотнению) реализуется в гетерофазных флюктуациях молекулярного поля как в жидком, так и в твердом его состоянии.

6. Структура жидкости в принципе отличается от кристаллической лишь тем, что в ней отсутствуют фиксированные дальние порядки связей (решетка), т.е. степенью порядка. Структура силикатных соединений состоит из трех звеньев: модификационного, комплексообразующего и кислородного. Главные компоненты (по одному в каждом звене) объединены химическими связями и определяют реальную структуру молекулярного поля; остальные входят в эту структуру, изоморфно разделяя позиции главных компонентов, стимулируя диф-

ференциацию с изменением степени порядка данного поля и предопределяя потенциально возможные структуры, а следовательно, и состав его дифференциатов.

7. Дифференциация вещества в условиях земной коры стимулируется взаимосвязью двух внешних (T , P) и двух внутренних (изоморфные и структурные связи) факторов, эффективность которых (в каждой паре) противоположна относительно степени порядка молекулярного поля. Влияние этих факторов и структурных звеньев поля изменяется в ходе дифференциации, что находит свое отражение в трех последовательных периодах процесса: магматическом – ведущая роль модификационного звена и теплоемкости среды (T); позднемагматическом – примерно равнозначная роль всех звеньев структуры, температуры и давления; постмагматическом – ведущая роль кислородного звена (анионные компоненты летучих соединений) и структурно-механических свойств среды, противостоящих разуплотнению расплава (P).

Пути и судьбы редких и рудных элементов в ходе дифференциации определяются, с одной стороны, их изоморфными связями с главными элементами расплава, с другой – стремлением к химическим связям с анионными компонентами летучих соединений. Иными словами, для концентрации данного рудного элемента необходим такой ход дифференциации, при котором изоморфные с ним главные (петрогенные) элементы и способные к химическим связям анионы летучих соединений обособлялись бы в последовательных неупорядоченных фазах расплава. Следовательно, одни и те же элементы могут испытать концентрацию или рассеивание соответственно в относительно неупорядоченных и упорядоченных фазах, на тех или иных этапах их обособления, в зависимости от вариантов соотношения внешних и внутренних стимуляторов дифференциации главной и дополнительных последовательностей процесса.

Внутренний смысл тройности подразделений всех структурных уровней системы, относительной замкнутости контуров процессов, иерархической соподчиненности смежных уровней и механизмов их взаимодействий раскрывается, вероятно, в трех последовательных актах преобразований молекулярных полей вещества: 1) нарушение равновесности, активизация и интеграция при привносе энергии внутреннего конструктивного или организационного уровня; 2) дифференциация и разуплотнение с высвобождением энергии в форме тепла и неупорядоченной фазы; 3) уплотнение в качественно новом состоянии равновесности вслед за переходом энергонесущих дифференциатов на внешний уровень; нарушение равновесности последнего и т.д.

При всеобщности атомного уровня, в его взаимодействиях, существует та же тройность контура: 1) возбуждение атома со срывом электрона или его переходом на внешнюю орбиту; 2) излучение γ -кванта вовне; 3) захват электрона или его падение на внутреннюю орбиту фиксированной атомной конструкции. При этом, подобно атомному, молекулярный уровень организация материи потенциально существует в любых плазменных и газовых состояниях вещества.

С учетом внутренней сущности троичных подразделений каждого уровня взаимодействий, в его динамическом и соответственно конструктивном аспектах, во внешней геосфере Земли вероятна следующая схема подразделений: нижний слой, состоящий из центрального - "гранитного" горизонта (зоны гранитизации, коровых магматических очагов), внутреннего - "базальтового" и внешнего - горизонта интрузивного магmatизма; средний слой, состоящий из центрального - "гидросферного" горизонта, внутреннего - "осадочного" и внешнего - "тропосферного"; верхний слой, состоящий из центрального - "ионосферного", внутреннего - "стратосферного" и внешнего - "диссипационного" горизонтов.

При таком подразделении здесь, как и в структурных триадах любого порядка и уровня, центральный элемент является инициирующим, интегральным; оба крайних - производные центрального с противоположными тенденциями относительно степени его порядка и непосредственно задействованы с крайними элементами смежных уровней.

В историческом аспекте особенности развития фанерозойского мегацикла, включающего каледонский, герцинский и киммерийский циклы, а также сопоставимость по ряду признаков [22] его начального каледонского цикла с альпийским дают основания полагать, что последний является началом нового мегацикла или даже новой триады мегациклов, одним из качественных отличий которой является начало развития ноосферы [2]. Действительно, в архее возникла гидросфера, получившая развитие в протерозое; в протерозое в ней возникла органическая материя - предпосылка биосфера, получившей развитие в фанерозое; в конце фанерозоя возникли млекопитающие - предпосылка ноосферы. Новое возникает в старом и приводит к качественному скачку, что легко проследить и в других сторонах развития триадных контуров любых порядков, но, естественно, наиболее отчетливо в высших - мегахронных, если только в развитии геологической системы не существует еще более общего контура, соответствующего триаде мегациклов.

Если перечисленные теоретические положения справедливы, они создают основу для разработки действующей модели геологической системы, важнейшими в утилитарном отношении принципами которой, по-видимому, являются: 1) однотипность и относительная замкнутость (относительная открытость) контуров процессов последовательных уровней развития при сопоставимости всех элементов пространственно-временной и динамической структур системы; 2) за- действованность смежных конструктивных уровней в рамках частной системы "объект - среда", при вы свобождении энергии объекта в форме тепла и неупорядоченной фазы, определяющих во взаимодействиях со средой импульс и термодинамический режим всех геологических процессов; 3) противоположная относительно степени порядка роль изоморфных и химических связей компонентов молекулярного поля, при возможности оптимального существования компонентов всех типов магм в молекулярных полях базальтоидного типа.

Не ставя целью описание модели геологической системы, коснемся лишь основных ее аспектов в плане абстрактного тектономагматического цикла.

В общем случае обособлению разуплотняющегося вещества мантии противостоит гравитационное поле планеты и коры, от структурно-механических свойств которой в значительной мере зависит эффективность этого противостояния, т.е. термодинамический режим процесса, амплитуда и интенсивность разрядки напряжений, а следовательно, и состав мантийных дифференциатов, т.е. степень их обогащенности компонентами ультраосновных, кислых и щелочных магм, а также компонентами летучих соединений, редкими и рудными элементами на базе преимущественно базальтовой структуры расплава. Все это создает общие предпосылки металлогении данного цикла и данного региона.

Рост подкоровых напряжений неизбежно сопровождается: растяжением коры, расчленением ее жестких элементов и увеличением общей поверхности. Прорыв коры мантийными дифференциатами сопровождается разрядкой подкоровых напряжений, а следовательно – относительным прогибанием коры и осадконакоплением в областях прорыва. Очевидно, что, в согласии с общими положениями, эффективность гравитационного поля планеты, структурно-механические свойства коры, термодинамический режим разуплотнения мантии, ее энергетический потенциал, состав дифференциатов, характер, величина и интенсивность разрядки подкоровых напряжений, интенсивность и характер прогибания и осадконакопления – суть взаимосвязанные параметры единого контура процессов и знание любого из них даст ключ к пониманию целого. Так, например, анализ характера вертикальных и горизонтальных движений коры и (или) вулканогенно-осадочных формаций начальной стадии цикла укажет на интенсивность и амплитуду разрядки подкоровых напряжений, т.е. на термодинамический режим разуплотнения вещества мантии и состав его дифференциатов. Чем длительнее и эффективнее противостояние среды разуплотнению и чем резче и значительнее разрядка напряжений, тем контрастнее состав дифференциатов мантии, тем больше в них окажется компонентов легкоплавких и летучих соединений, а следовательно, и тяготеющих к ним рудных элементов. Те же выводы можно получить из анализа структурно-механических свойств коры в период, предшествующий разуплотнению мантии. В свою очередь объем и состав продуктов инициального магматизма несут информацию о режиме процесса обособления мантийных дифференциатов и т.д.

С поступлением мантийных дифференциатов в кору снижается степень растворимости в них компонентов летучих соединений, и тем резче, чем большим будет перепад давления. С обособлением летучих возрастают степень порядка расплава и антагонизм главных компонентов прежде всего кислых и ультраосновных магм, приводящий к дифференциации исходного расплава. При этом в качестве крайних вариантов дальнейшего развития возможны следующие:

1) проникновение мантийных дифференциатов вдоль глубинных разломов на поверхность коры; 2) их экранирование на нижних горизонтах коры.

Реализация первого варианта сопряжена с резкой разрядкой напряжений, интенсивным прогибанием и мощным вулканизмом со сбросом больших объемов "летучих" в составе неупорядоченных фаз и с последующей их конденсацией в гидросфере, ведущей к формированию хемогенно- и вулканогенно-осадочных толщ и месторождений. Поскольку в общем случае структура и степень порядка в мантийном расплаве определяются компонентами основных-ультраосновных пород (прежде всего Mg, Fe и Ca), то в неупорядоченной фазе наряду с анионными компонентами летучих окажутся главные компоненты гранитоидов (K, Si, Na) и изоморфные с ними элементы.

При подъеме базальтоидов вдоль разломных зон в них наряду с ультраосновными должны обособиться и относительно упорядоченные гранитоидные, преимущественно кальциевые (плагиограниты) магмы, обогащенные Fe, Mg, но обедненные собственно гранитными, в том числе рудными элементами, не способными к тому же к заметным концентрациям при последующей дифференциации вследствие "обезвоженности" расплава. С завершением высвобождения энергии мантии при разрядке неравновесных динамических напряжений неизбежно завершение главного (эвгеосинклинального) ритма тектоно-магматического цикла процессами горизонтального сжатия коры, складчатости и замыкания прогибов.

Реализация второго варианта связана с относительным воздыманием блоков коры, экранирующих мантийные дифференциаты, с нарушением равновесности молекулярных структур корового вещества, его интеграцией и разуплотнением, ведущим к формированию коровых магматических очагов, а затем к дифференциации и интрузии гранитной магмы во внешние горизонты коры и к обособлению ультраосновных (эклогитовых) дифференциатов на ее внутреннем ("базальтовом") горизонте. Смена интеграции дифференциацией сопряжена с расчленением надочаговой коры, а интрузия гранитов и обособление эклогитовых фаз магматического очага – с ее сжатием и деформацией, завершающими "молассовый" (по М.В. Муратову) геосинклинальный период.

В обоих вариантах осуществляется процесс высвобождения энергии мантии, но в первом – минуя коровый слой, во втором – через его активизацию и перераспределение вещества. Соответственно в пределах корового слоя первый вариант реализуется в одном, второй – в двух главных ритмах, представляющих в сущности два последовательных тектоно-магматических цикла, связанных сначала с активизацией мантийного, затем – корового вещества.

В целом реализация второго варианта предполагает высокую продуктивность гранитов, поскольку в составе коровых очагов сохраняются все главные (прежде всего калий) и изоморфные с ними элементы кислых магм вместе с компонентами летучих соединений, концентрирующихся затем в неупорядоченных дифференциатах

очагов. Напротив, рудные элементы основных и ультраосновных магм утрачивают эту возможность, рассеиваясь в "обезвоженных" упорядоченных дифференциатах очагов.

Главные ритмы обоих вариантов связаны с прямой реализацией глубинной энергии. Однако совершаемая главными ритмами работа (прежде всего тектоническая) при участии солнечной энергии обеспечивает процессы осадконакопления, аккумулирующие в толщах прогибов энергию исходных тектонических и последующих дезинтеграционных, химических и иных процессов эрозии и осадкообразования. Повторная реализация этой энергии наиболее вероятна в периоды горизонтальных сжатий коры, приводящих к смешанию пластичных толщ прогибов, лишенных жесткого фундамента, и к резкому увеличению мощности корового слоя в их пределах. Вероятно, все это, в согласии с В.М. Синицыным [20], в значительной мере обеспечивает энергетический потенциал регионального метаморфизма и связанных с ним процессов складчатых геосинклинальных областей. При этом количество аккумулированной осадками энергии, очевидно, пропорционально контрастности вертикальных, а степень ее реализации – интенсивности горизонтальных движений блоков коры. Первое более свойственно второму, а второе – первому крайнему варианту развития тектономагматического цикла.

Естественно, что в реальной обстановке осуществляются не крайние, а промежуточные варианты. Причем относительная роль признаков, характеризующих крайние варианты, создает главные предпосылки металлогенической специализации структурных областей региона. Так, широкое развитие раннего вулканизма и особенно пирокластов (предпосылка формирования хемогенно-вулканогенных осадочных месторождений), а затем эвгеосинклинальных батолитовых формаций в целом не благоприятно для формирования продуктивных коровых магматических очагов, и наоборот. Вместе с тем свидетельства длительности противостояния коры разуплотнению мантии и резкой разрядки подкоровых напряжений наряду с ранней инверсией прогибов и образованием крупных контрастных поднятий жестких блоков коры внутри прогибов и в их обрамлении – предпосылки высокой продуктивности коровых очагов. Чем ближе к гранитному состав блоков коры, экранирующих дифференциаты мантии, тем вероятнее образование ультракислых коровых магм. Обогащение последних водой и "гранитными" элементами, изоморфными в то же время с Mg, Fe, Ca, (главным образом Li, элементы групп железа и меди, TR, Rb) наиболее вероятно при длительной и близкой связи коровых очагов с областями развития основного магматизма, т.е. прежде всего в краевых участках поднятий, или в условиях ранней активизации (интрузии) коровых очагов, близких по составу и уровню локализации к изначальным мантийным дифференциатам и т.д.

Особый случай – быстрый прорыв и более или менее эффективное экранирование мантийных дифференциатов на верхних горизонтах континентальной коры вне областей интенсивного ее расчленения,

т.е. в условиях резкой разрядки сравнительно малоконтрастных подкоровых напряжений. Довольно легко определяемые по совокупности геологических параметров различные варианты реализации этого процесса (преимущественно в активизированных платформенных областях) приводят в силу закономерностей дифференциации молекулярного поля к формированию высокопродуктивных гипербазитовых, обычно дифференцированных массивов, связанных с ультраосновными: щелочных пород, карбонатитов, камафоритов, кимберлитовых трубок, а также анортозитовых и тряпковых формаций.

С завершением формирования и началом дифференциации коровых очагов, как и при обособлении мантийных дифференциатов, возможны два подобных же крайних варианта дальнейшего развития, т.е. проникновение очаговых дифференциатов на поверхность коры, минуя надочаговую зону, или их экранирование на том или ином ее горизонте. То же самое и в следующем контуре процессов – на уровне становления интрузивных массивов, затем – в контурах процессов уровней становления поздне- и постмагматических производных интрузий и т.д. Различные варианты контуров процессов на уровне коровых очагов определяют металлогеническую специализацию структурных зон, а на уровнях становления массивов и их производных – соответственно металлогению участков, продуктивность рудных полей и тел.

Закономерности развития этих уровней, специфика их вариантов и методы анализа геологических ситуаций обсуждались ранее [14-16]. Отметим лишь, что, начиная с уровня дифференциатов коровых очагов, возникновение тех или иных месторождений, т.е. концентрация тех или иных групп полезных компонентов, зависит от относительной роли, длительности и множественности этапов магматического, поздне- и постмагматического периодов дифференциации, т.е. от относительной роли внешних и внутренних стимуляторов дифференциации, от того, какое звено структуры расплава будет определяющим в этом процессе. Общие предпосылки специфики развития каждого данного уровня возникают в процессе развития предшествующего уровня. Так, например, эффективное экранирование значительных объемов высокоэнергетических дифференциатов мантии в основании блока коры – предпосылка его ранней инверсии и малой мощности пластичных осадочных толщ, экранирующих в общем случае дифференциаты коровых магматических очагов, а следовательно, раннего и широкого развития поздне- и (или) постмагматического периодов дифференциации; высокая активность и контрастность режима развития региональных прогибов – предпосылка интенсивного воздействия тектонических процессов периода замыкания эвгеосинклинали на режим магматических очагов, интрузивных процессов и на структурно-механические свойства среды развития этих процессов в смежных поднятиях, что повышает в целом длительность магматического периода дифференциации; напротив, стабильность режима при слабой деформации пластичных толщ – предпосылка длительности позднемагматического периода и т.д.

В заключение несколько слов о наиболее общем контуре процессов геологической системы.

Очевидно, мегацикл, включающий триаду тектоно-магматических циклов, имеет следующие взаимосвязи: начальный цикл – активизация среднего слоя мантии, ведущая к его дифференциации и разуплотнению; общее растяжение верхней мантии и коры с уменьшением мощности гравитационного поля на ее поверхности, поступление не-контрастных дифференциатов верхней мантии в кору, ее прогибание, а затем сжатие в областях прорыва; средний цикл – активизация и разуплотнение верхней мантии преимущественно в областях прорыва коры, затем поступление контрастных дифференциатов верхней мантии в кору и дальнейшее развитие по вышеприведенной схеме; конечный цикл – активизация нижних горизонтов континентальной коры, ведущая к формированию коровых магматических очагов, растяжению надочаговых горизонтов коры и т.д.

По характеру развития и преобладающему типу коры бассейнов седиментации начальный, средний и конечный циклы, видимо, можно рассматривать соответственно как океанический, морской и континентальный (молассовый).

Естественно, что все три цикла, тесно взаимосвязанные в контуре мегацикла, перекрываются во времени и пространстве, неравнозначны по относительной роли в различных регионах, особенно средний и конечный (например, герцинский и киммерийский), поскольку активизация последнего осуществляется в основном за счет дифференциатов верхней мантии, активизированной в начале среднего цикла, т.е. конечный цикл в значительной мере – продолжение среднего в смежных областях. От цикла к циклу значение вертикальных движений возрастает, а горизонтальных – снижается при возрастании роли гранитоидов, интенсивности тектоно-магматических процессов, но при уменьшении их масштабов, длительности и синхронности и т.д.

В силу указанных взаимосвязей по металлогенической специализации начальный цикл характеризуется в целом наименее продуктивным магmatизмом, но относительно высокопродуктивными хемогенно-вулканогенными осадочными и метаморфогенными формациями; средний цикл – высокой продуктивностью всех типов магм (в различных областях и зонах при тех или иных вариантах развития), преобладанием магматических и позднемагматических типов месторождений умеренно-кислого и кислого гранитоидного ряда; конечный цикл – продуктивностью гранитоидов ультракислого и щелочного рядов, поздних "малых" интрузий с преобладанием постмагматических, а также россыпных и переотложенных осадочных типов месторождений.

Основные отличия каждого следующего мегацикла: возрастание массы и объема коры и ядра при сокращении таковых мантий, сокращение интервалов последовательных ритмов каждого уровня, большая контрастность термодинамического режима и дифференциации при более узкой локализации их последствий на уровне коры, общий

сдвиг особенностей геологического развития корового слоя, в том числе металлогенеза, в сторону свойственных заключительному периоду классической схемы тектоно-магматического цикла или конечно-му циклу вышеприведенной общей схемы мегацикла.

Эта направленность необратимых изменений в развитии наиболее общего контура геологических процессов наряду с повторяемостью геологических ситуаций в эквивалентных событиях контуров каждого мегацикла, цикла и периода цикла определяет закономерные особенности металлогенической специализации геологических эпох. Так, в рамках классической схемы тектоно-магматического цикла жильные высокотемпературные пегматиты свойственны концу средней, низкотемпературные – началу конечной стадии цикла, концу которого свойственны грейзеновые месторождения. Однако в архее высокоотчасти и среднетемпературные пегматиты формируются преимущественно в конце мегацикла; в протерозое высоко- и среднетемпературные пегматиты характерны для среднего (Pt_2) цикла, средне- и низкотемпературные – для конечного (Pt_3) цикла при слабом проявлении грейзенов; в фанерозое средне- и низкотемпературные пегматиты и грейзены образуются в герцинском, преимущественно грейзеновых месторождения – в киммерийском цикле.

Автор полагает, что детальная разработка модели геологической системы по предлагаемому принципу обеспечит возможность целенаправленного прогнозирования, оценки, поисков и разведки месторождений различных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов И.В. Трахибазальтовая формация Азии и некоторые вопросы образования магматических расплавов-растворов. – В кн.: Магматические формации. М.: Наука, 1964.
2. Вернадский В.И. Размышления натуралиста. М.: Наука, 1977.
3. Гзовский М.В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного состава. – В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
4. Горячев А.В. Основные закономерности геотектонического режима Курило-Камчатской складчатой области. – Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 1.
5. Добрейов Н.Л. Жаденовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре. – В кн.: Петрографические формации и проблема петрогенезиса. М.: Наука, 1964.
6. Захарченко А.И. Внутригранитные пегматиты и особенности их формирования. – В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965.
7. Инишин П.В. О механизме дифференциации магм. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1972.
8. Косыгин Ю.А. Методические вопросы системных исследований в геологии. – Геотектоника, 1970, № 2.
9. Круть И.В. Исследование оснований геологической теории. М.: Наука, 1973.

10. Куражковская Е.А., Фурманов Г.А. Философские проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1975.
11. Муратов М.В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
12. Муратов М.В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5.
13. Набоко С.И. Эволюция гидротермальных систем и их металлоность. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974.
14. Недумов И.Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами. - В кн.: Новые данные по геол., геохим. и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965.
15. Недумов И.Б. Закономерности формирования пегматитов различной рудной специализации: Автoref. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1974.
16. Недумов И.Б. Магматизм и пегматитообразование (исследования геологических систем различных порядков). М.: Наука, 1975.
17. Николаев А.В., Галкин И.Н. Сейсмика Земли и Луны. - Природа, 1975, № 5.
18. Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А. Основные проблемы геоэнергетики. - В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука; 1972.
19. Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. - Геол. и геофиз., 1964, № 1.
20. Синицын В.М. Сиаль. М.: Недра, 1972.
21. Таусон Л.В., Захаров М.Н. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья. - Геохимия, 1974, № 3.
22. Херасков Н.П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. - В кн.: Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964.

В. В. Ляхович

РОЛЬ СТАТИСТИКО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА В ПЕТРОЛОГИИ

Перед петрологом, пытающимся по особенностям химического и минералогического составов пород установить их генезис и возможную рудоносность, а также выявить своеобразие условий формирования (глубина становления, богатство магмы летучими, степень дифференцированности, масштабы ассимиляции и т.п.) пород, неизбежно возникают три главных вопроса, от корректности решения которых зависит и правильность всех последующих выводов. К числу этих вопросов относятся: 1) установление своеобразия химического состава породы; 2) установление своеобразия минерального состава

породы; 3) выявление связи между химическим и минеральным составами породы.

Говоря о химическом составе породы и особенно о его своеобразии, необходимо прежде всего отметить, что для получения достоверных данных исходный материал должен быть правильно и представительно отобран, с должной степенью чувствительности проанализирован, а полученные результаты соответствующим образом статистически обработаны. Публикуемые данные о химическом составе пород в большинстве случаев этим требованиям не отвечают.

Особенности содержания петrogenенных элементов положены в основу всех существующих петрохимических классификаций, позволяющих отнести породу к тому или иному классу, судить по избытку того или иного элемента о возможности появления собственного минерала этого элемента, относить изученную породу к определенной генетической или дифференцированной серии и т.п.

В то же время по содержанию (или с учетом содержаний) редких элементов изверженные породы до сего времени не классифицируются, за исключением, может быть, радиохимической классификации Л.В. Комлева. Выяснение геохимических особенностей пород обычно ограничивается визуальным сравнением полученных данных или путем их сопоставления с соответствующими кларками, что конечно совершенно недостаточно.

В то же время, будучи закономерной составной частью сложной по насыщенности различными элементами геохимической системы, какой является магма, редкие элементы несут в особенностях своего распределения важную информацию о таких фундаментальных проблемах магматической геологии, как генезис магм и пород, их возможная рудоносность и своеобразие условий становления.

Создавшееся положение требует по-новому, с учетом последних достижений в области геохимии и минералогии изверженных пород, подойти к изучению состава пород, правильной интерпретации состава и убедительной аргументации тех или иных выводов.

Таким новым подходом является статистико-геохимический метод, который позволяет с большой степенью достоверности выявить особенности в структуре распределения элементов, равно как и установить причины, вызывающие отклонение от нормальной, наиболее типичной модели распределения.

Статистико-геохимический метод

Под статистико-геохимическим методом следует понимать такой комплекс геолого-математических приемов, который позволяет достоверно установить как петрохимическое и геохимическое своеобразие изучаемой породы, так и существенность черт сходства-различия в сравниваемых объектах. Это в первую очередь относится к правильной методике опробования (плотность опробования, количества и вес проб, места опробования и т.п.), которая может под-

черкивать или подавлять те флуктуации, которые обычно вызываются текстурно-структурными неоднородностями породы или неравномерным расположением точек опробования. Полученный аналитический материал должен быть обработан с помощью комплекса статистических приемов, к которым относятся установление, во-первых, закона распределения элемента в породе, во-вторых, среднего содержания и, в-третьих, дисперсии содержания и корреляционных связей между парами элементов (частная корреляция) или группами элементов (множественная корреляция).

Статистико-геохимический метод можно использовать при решении многих важных вопросов, главнейшими из которых являются следующие.

Классификация и систематика изверженных пород. Существующие методы пересчета или графического изображения особенностей химического состава горных пород не дают полного представления о своеобразии состава пород и причинах, приводящих к возникновению этого своеобразия, так как они основаны на результатах анализов большей частью статистически не представительных проб, не учитывают погрешностей опробования, основываются только на содержании петрогенных элементов, не вскрывают важных особенностей в распределении содержаний элементов и в характере связей, существующих между петрогенными, рудными, редкими и летучими элементами в такой сложной геохимической системе, какой является магма.

Поэтому существующие методы пересчета и интерпретации особенностей химического состава горных пород (Озанн, П. Ниггли, Т. Барт, А.Н. Заварышкий, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и др.) малоэффективны при решении таких кардинальных вопросов магматической геологии, какими являются генезис и вероятная рудоносность пород. Кроме того, все эти классификации не учитывают содержания в породе рудных и редких элементов. В то же время, зная статистические характеристики распределения содержаний редких элементов в изверженных породах, можно вычислить доверительные интервалы их содержаний ($\bar{x} \pm S$), превышение которых дает возможность более обоснованно выделять типы пород, обогащенные редкими элементами. Введение подобного принципа в петрохимию позволит выделять естественные группы пород, характеризующиеся только им присущими колебаниями химического состава. На необходимость применения статистических методов обработки результатов химических анализов при выделении естественных групп горных пород указывал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [16].

Все существующие петрохимические классификации не доучитывают величины дисперсии содержаний петрогенных элементов и характер связи элементов между собой. Они могут быть различными при сходном среднем содержании и более тонко отражать специфику состава и условия формирования той или иной породы. На их величину большое влияние оказывают многие факторы: генезис породы, богатство магмы летучими, характер и степень измененности

породы и другие факторы, определяющие рудогенерирующую способность изверженной горной породы. Поэтому при статистико-геохимической или статистико-петрохимической классификации гранитоидов необходимо использовать закон распределения элемента в породе, его среднее содержание (\bar{x}), дисперсию содержаний (S) и величину коэффициента корреляции (r) между отдельными элементами.

Вот почему крайне важно внедрение в магматическую геологию статистико-петрохимического и статистико-геохимического методов, взаимно дополняющих друг друга и позволяющих получать более достоверную и обоснованную информацию о таких важных особенностях изверженных пород, как их генезис и потенциальная рудоносность, степень дифференцированности, глубина эрозионного среза, принадлежность к определенной разновидности или формации и т.п.

Выяснение генезиса и рудоносности пород. Выяснение этих вопросов основывается на правильной генетической интерпретации структуры распределения петрогенных, рудных и редких элементов в изверженных породах. Значимость отдельных статистических характеристик может быть проиллюстрирована следующими примерами.

Закон распределения. Выяснение функции распределения содержаний элемента в породе является первой и наиболее важной частью подобного рода исследований. От характера распределения редких элементов зависит и правильность вычисления среднего их содержания, корреляционных связей и т.п. Существуют два основных вида распределения — симметричный или нормальный и асимметричный или логнормальный и ряд промежуточных.

Причины, приводящие к появлению асимметричного распределения, разнообразны, а их удельная роль выяснена недостаточно. Есть мнение, что распределение концентраций, обусловленное определенной стадией геохимического процесса, согласуется с нормальным законом, а распределение содержаний, являющихся продуктом многих геохимических процессов, — логнормальным.

Изменение закона распределения какого-либо элемента при переходе от одной фазы к другой или от продуктов одной стадии рудообразования к другой допускает термодинамическое толкование и свидетельствует об инертном или вполне подвижном поведении элемента [25]. Наиболее часто нарушение симметрии распределения наблюдается в измененных породах. При этом возникают правые и левоасимметричные распределения, отражающие разные стороны сложного процесса перераспределения элементов или их привноса-выноса.

Существует точка зрения, что характер распределения определяет форму нахождения элемента: изоморфную или неизоморфную. Например, Li, Rb, Cs в микроклине, по данным Л.Н. Овчинникова и Д.И. Траяновой, распределены логнормально. Однако в целом ряде случаев (Nb, Sn в биотите, Be в плагиоклазе и т.п.) изоморфные элементы распределены нормально [11]. В ряде случаев это связано с наличием микровключений. В кварце, например, нормаль-

ное распределение Ве меняется на логнормальное, если в нем встречаются микроявления берилла [18]. Следовательно по форме кривой распределения можно судить о форме нахождения элемента в породе или минерале, об устойчивости его высоких или низких содержаний.

Весьма перспективным является выяснение характера распределения редких элементов в рудоносных гранитах. Несмотря на несколько противоречивый характер имеющихся данных, во многом, по-видимому, связанный с погрешностями опробования и последующей обработки, общим для рудоносных гранитов является левоасимметричное распределение, отражающее устойчивость низких содержаний рудного элемента и, следовательно, его слабую фиксацию в породе. Не менее характерен и полимодальный характер распределения, отражающий наличие совокупностей, характеризующихся высокими, подчас ураганными содержаниями рудных элементов, возникновение которых обусловлено не только перераспределением, но и привносом их поздними рудоносными растворами.

Среди изученных нами вольфрамоносных массивов (Акчатау, Восточный Коунрад) W характеризуется левоасимметричным полимодальным распределением, а в невольфрамоносных – мономодальным, близким к равномерному. Это установлено также на примере гранитов, с которыми связано W, Mo, Cu и Nb оруденение (Акчатау, Восточный Коунрад, Каджаран, Каменные Могилы). Симметричное же распределение подтверждает непричастность гранитов к оруденению даже в тех случаях, когда оно с ними пространственно тесно связано. Это относится, например, к симметричному распределению молибдена в Эльджуртинском и меди в Кедабекском массивах. Породы первого массива моложе W-Mo оруденения, второго – древнее, так как есть данные в пользу связи медного оруденения с кварцевыми порфиритами верхнего байоса.

Имеются, однако, и такие данные, согласно которым, например, распределение олова в рудоносных инерудоносных массивах Дальнего Востока идентично [22]. Следует только отметить, что сравнение законов распределения содержаний элементов можно проводить при обязательном условии определенной и одинаковой плотности опробования [3].

Среднее содержание. Среднее содержание является суммированным представлением о количестве элемента в породе, которое весьма отвлеченно, так как не отражает степени равномерности распределения содержаний элемента в породе и характера распределения по отдельным слагающим породу минералам, равно как и степени накопления редких и рудных элементов в остаточном расплаве. Это следует из того, что породы с одинаковым средним содержанием рудного элемента могут характеризоваться различными дисперсиями и иметь различные коэффициенты распределения и накопления того или иного элемента.

Тем не менее среднее содержание является той первой информацией, по которой обычно судят о геохимическом своеобразии из-

верженной породы, о ее принадлежности к рудоносному или нерудоносному типу. Однако для того, чтобы говорить о среднем содержании элемента в породе (массиве), надо знать закон распределения этого элемента, чтобы правильно выбрать максимально правдоподобную оценку. Для этого в свою очередь надо располагать необходимым количеством частных определений, которые должны достаточно полно представлять или определенную разновидность породы, или массив в целом. Последнее особенно важно, так как апикальные части массивов, к которым часто тяготеют грейзеновые или пегматитовые тела, обычно обладают высокими содержаниями рудных и редких элементов. Это локальное обогащение, вызванное газовой дифференциацией и неоднократно описанное в литературе, не имеет ничего общего со средним содержанием по массиву в целом. Кроме того, средние содержания должны быть вычислены по результатам частных анализов наименее измененных разностей пород. Пренебрежение к соблюдению этих условий привело к тому, что представление о повышенном содержании рудного элемента считается до настоящего времени одним из главных признаков, позволяющих отличать рудоносные граниты от нерудоносных.

Однако в последние годы появляется все больше и больше сведений о том, что в Горном Алтае [6, 30], Восточном и Западном Забайкалье [27] средние содержания W, Mo, Sn, F, Li, Be в рудоносных и нерудоносных гранитоидах существенно не различаются. Проведенное нами статистическое изучение средних содержаний рудных и редких элементов 9 гранитных массивов, различных по характеру связанный с ними рудной минерализации, с несомненностью свидетельствует, что содержания рудного элемента, превышающие кларк, далеко не всегда характерны для рудоносных гранитоидов. Генетический смысл этих низких содержаний, отражением которых является часто фиксируемое левоасимметричное распределение редких элементов в рудоносных гранитах, по-видимому, заключается в том, что они указывают на отторжение рудного элемента от общей массы кристаллизующейся горной породы. Это подтверждается наблюдениями, когда постмагматические растворы (Тянь-Шань, Западное Забайкалье и др.) несут с собой те элементы, которыми бедна сама магматическая порода [9].

Когда гранит рудоносен и содержание рудного элемента выше кларкового, обычно оказывается, что гранит сильно изменен (Акчатау, Каменные Могилы). В этом случае несомненен привнос элементов поздними растворами, значительно маскирующими первоначальные особенности содержания. Следовательно, механизм отторжения рудного элемента, имевший место в процессе кристаллизации магмы, представляется более реальной причиной рудоносности, чем изначальное обогащение магмы рудными элементами. В этом главный генетический смысл правильно вычисленных низких значений средних содержаний редких элементов в рудоносных гранитах.

Дисперсия содержаний – важная характеристика, иллюстри-

рующая степень неоднородности распределения содержаний элемента в породе. Как указывал в свое время еще Ф.Ю. Левинсон-Лесинг [16], беря за основу химический или минеральный состав породы, нельзя довольствоваться установлением лишь наиболее типичных средних значений. Важно еще установить и те границы колебаний тех или иных характерных признаков, в данном случае содержания рудных или редких элементов.

Причины, которые оказывают влияние на величину дисперсии содержаний элементов и минералов в породе, различны. Если в процессе кристаллизации магмы нет ни внутренних, ни внешних нарушений (газовая дифференциация, асимиляция и т.п.), то большая часть находящихся в ней редких и рудных элементов получает возможность рассеяться в кристаллических решетках породообразующих минералов, меньшая — образовать собственные минералы. При этом дисперсии содержаний низки. Однако равномерный процесс кристаллизации обычно нарушается, и в результате появляется значительная неоднородность распределения редких и рудных элементов и их минералов.

Следует различать причины подобной неоднородности и подразделить их на первичные и вторичные. К первичным относятся перераспределение элементов (особенно таких, как U, Li, Rb, Be) под влиянием летучих компонентов магмы, с которыми они могут образовывать подвижные, легко мигрирующие простые или комплексные соединения. Поэтому граниты поздних фаз, трещинных интрузивов, апикальных частей массивов, магма которых содержала большое количество летучих, имеют высокие значения дисперсий содержаний. К вторичным относятся поздние процессы, нарушающие первоначально более однородное распределение как петрогенных, так и редких элементов. Так, в гранитоидах Восточного Забайкалья картина сравнительно равномерного распределения Sn, W и Mo резко меняется при переходе от биотитовых к мусковитовым гранитам, что выражается в возрастании величины дисперсии и коэффициента вариации. Наиболее высокие дисперсии содержаний редких элементов наблюдаются в зонах альбитизации, грейзенизации или микроклинизации. Именно эти зоны представляют интерес с точки зрения редкометальной минерализации.

Большие величины дисперсий, обусловленные поздними процессами, приводящими к образованию участков локального обогащения или обеднения, нередко находят свое отражение в полимодальном характере гистограмм частот распределения содержаний рудных элементов в породе.

Высокая дисперсия содержаний может иметь различный генетический смысл. В рудоносных массивах, например, по сравнению с безрудными, резко возрастают дисперсия и коэффициент вариации содержаний W, Mo, B, F за счет отделения их летучих ашидо-комплексных соединений от кристаллизующегося расплава [10, 32].

Высокие дисперсии содержаний Sn и W в гранитах Приморья рассматриваются как следствие интенсивности ряда последовательно

наложенных метасоматических процессов [21]. Более высокая дисперсия содержаний Cs в мусковите по сравнению с микроклином свидетельствует, что вхождение цезия в решетку мусковита осуществляется при более широком, чем в микроклине, диапазоне условий [33].

Полученные нами данные однозначно свидетельствуют, что в рудоносных (Be, Nb, W, Mo, Cu) гранитах величина дисперсии рудного элемента в 5–20 раз больше, чем внерудоносных.

В отличие от неоловоносных, оловоносные граниты характеризуются более неравномерным распределением содержания олова, что обусловлено различной степенью интенсивности проявления аутометасоматических и постмагматических процессов. Кроме того, оловоносные граниты отличаются от неоловоносных большей дисперсией содержания бора [8].

Малая дисперсия отражает стабильность содержаний и характер на для неизмененных и нерудоносных гранитов. Высокие значения дисперсии характерны для рудоносных и измененных гранитов. Они отражают, таким образом, перемещение редких элементов в кристаллизующейся магме или в изменяемой породе. Высокие значения дисперсии подтверждают важную роль процесса мобилизации в образовании рудных скоплений. Во всех случаях большая величина дисперсии содержаний может рассматриваться как положительный и достаточно выдержаный признак рудоносных гранитов.

Корреляция – очень важная характеристика, выражающая характер и силу связи, существующую между двумя или несколькими элементами. Соответственно различают парную (частную) и множественную корреляции. Сам характер корреляционных связей может быть простым, близким к прямолинейному, или более сложным, для выявления и описания которого требуются специальные приемы.

При формально петрохимически сходном составе пород характер и сила связи между петрогенными, петрогенными и редкими или только между редкими элементами могут быть различны, что отражает своеобразие зарождения и кристаллизации магмы, равно как и последующего изменения формирующейся при этом породы.

Генетическая интерпретация наблюдающихся особенностей корреляционных связей, устанавливаемых для различных элементов, или хорошо согласуется с геологическими данными, или трудно поддается геологической интерпретации.

Выяснение характера связи (положительной или отрицательной) между элементами имеет важный металлогенический или генетический смысл. Многосторонняя информативность корреляционных связей при петрологических исследованиях может быть проиллюстрирована следующими примерами.

С помощью корреляции можно установить факторы, определяющие рудогенерирующий механизм кристаллизующейся магмы, в частности, характер связи рудных элементов с петрогенными или летучими компонентами магмы и тем самым определить удельную роль различных факторов (кристаллохимического или эманационного), приводящих

к концентрации рудных элементов в поздних или к рассеянию — в ранних продуктах кристаллизации.

Есть мнение, что кварц—вольфрамовое оруденение развивается только с развитием интрузивов, граниты главной фазы которых характеризуются резко повышенными концентрациями редких щелочных (Li , Rb , Cs) элементов [7]. Такой вывод был бы более весом, если бы был подкреплен данными корреляционного анализа. Так, например, существование отчетливой корреляционной зависимости между содержаниями Nb и Ta в гранитах и Li , Rb и F в слюдах, проявляющейся вплоть до образования литионит—альбитовых гранитов, позволяет, с одной стороны, по содержанию Li , Rb и F в слюдах оценивать перспективность отдельных массивов на tantalовое оруденение, а с другой — полагать, что подобный процесс проходил без заметного привноса и выноса этих элементов, т.е. в условиях, близких к закрытой системе [1].

Содержание серы в гранитоидах нередко коррелируется с их рудоносностью [37].

Иногда эти сведения противоречивы. Так, исследование корреляционных связей между Mo и петрогенными и летучими компонентами в гранитоидах Центрального Казахстана, показало, что такие связи отсутствуют как для рудоносных, так и длянерудоносных комплексов [29]. В то же время в гранитах, к которым приурочено месторождение молибдена, последний имеет отрицательную корреляцию с петрогенными элементами, в том числе и с элементами группы железа, что свидетельствует о возможности концентрации молибдена в конечных дифференциатах [23].

Тот факт, что положительная корреляция между Cu оруденением и содержанием Cu в породах отдельных интрузивных фаз батолита Гучон-Крик (Колумбия) отсутствует, указывает на то, что медная минерализация является независимым побочным продуктом генерации магмы [40]. Установлена прямая зависимость между повышенными содержаниями Au в гранитоидах и минералах, с одной стороны, и приуроченностью к подобным гранитам эндогенной рудной концентрации Au , с другой [5].

Для изученных нами рудоносных гранитоидов (W , Mo , Cu , Nb , Be) характерно малое количество связей (вплоть до полного их отсутствия) рудного элемента с петрогенными и большое количество положительных связей с летучими компонентами. Так, например, положительные связи W и Mo с F и B и отрицательные — с Pb свидетельствуют об ограниченном рассеянии этих элементов в полевых шпатах гранитоидов, с которыми связано W — Mo оруденение. Отрицательным связям Nb с Fe , отражающим ограниченное рассеяние этого элемента в цветных минералах, соответствуют высокие содержания колумбита в гранитах.

Характер и сила корреляционных связей могут указывать на условия формирования изучаемой породы. В зависимости от глубины формирования — от приповерхностных к ультраабиссальным гра-

тоидам – изменяются сила и характер корреляционных связей элементов в роговых обманках [9].

Геохимические (корреляционные) связи между элементами нарушаются на стадии осаждения и переотложения, поскольку элементы концентрируются в разных минералах, состав, содержание и характер распределения которых зависят от конкретных условий. Например, расчет парных коэффициентов между петрогенными элементами в метасоматически измененных гранитоидах показал нарушение сил связи элементов с Si по сравнению с неизмененными магматическими гранитами [12].

Обратные корреляционные связи редких элементов (Li, Rb, Ta, Nb) с породообразующими (Si, Ti, Ca, Fe) в танталоносных апогранитах свидетельствуют об интенсивном выносе этих элементов по мере увеличения привноса редких [36]. Корреляционная зависимость содержаний Cu и Fe^{2+} позволяет отличать наложенную медную минерализацию от присущих гранитам концентраций меди [28].

В вулканических стеклах устойчивая положительная корреляция Rb-Cs свойственна концентрациям магматического, а корреляция Li-Rb, Li-Cs – гидротермального генезиса [15]. Отмечена положительная корреляция между содержанием хлора в апатите и степенью минерализации гранитных массивов [41]. Самые многочисленные положительные связи Sn наблюдаются в измененных границах. Это разнообразие объясняется миграцией и последовательным вхождением Sn в состав различных минералов [22].

Корреляционный анализ позволяет уточнить характер изоморфных замещений в минералах или выделить среди них группы, сближенные по времени формирования. Изучение корреляционной зависимости заполнения элементами позиций, предназначенных в турмалине для B, Na, K и Ca, другими элементами позволило уточнить характер изоморфизма и пути компенсации валентностей в этом минерале [31].

Корреляционный анализ 36 элементов, определенных в кварцевой жиле с Pb-Ag оруденением, позволил установить существование двух групп корреляционных связей. Одна группа отражает связи Ba с Cr (барит), Pb с Ag (серебросодержащий галенит); Zn с Cd (кадмийсодержащий сфалерит). Другая – генетическое единство минералообразования. Например, положительная корреляция Ba с Pb, Ag и Cu объясняется единой стадией гидротермального образования с галенитом [38].

Аналогичные данные получены для кварц–вольфрамитовых жил, где максимальные значения коэффициентов корреляции оказались характерными для пар элементов (W и Bi, Sn и B), входящих в минералы, близкие по времени формирования. Этот факт может быть использован для контроля последовательности минералообразования. Тот факт, что значимая корреляция между Co и Ni в щелочных базальтах отсутствует, объясняется тем, что Co входит в оливин, а Ni – в диопсид; именно поэтому Ni с Co не коррелируется [4].

Иногда данные корреляционного анализа заставляют пересмотр-

реть правильность установившихся взглядов. Так, известно, что велика роль фтора в переносе и отложении олова. В то же время по данным корреляционного анализа связь Sn с F в четвертичных вулканитах Камчатки отсутствует [17]. В гранитах Южного Тянь-Шаня корреляционная связь олова с летучими (бором и фтором) также отсутствует, что объясняется разновременной кристаллизацией минералов, концентрирующих эти элементы [2]. То, что четкие корреляционные связи содержания олова с петрогенными элементами и фтором в основных кристаллических сланцах гранулированной фации отсутствуют, может быть доказательством направленного перераспределения петрогенных и родственных им редких элементов на этапе прогрессивного метаморфизма [24]. Противоречивые данные в отношении характера корреляционных связей Sn с В или F в рудоносных интрузивах могут быть объяснены с позиций экспериментальных данных, согласно которым основным компонентом паровой фазы переноса Sn в виде галлоидов является Cl, а не F [39].

Не менее интересна возможность использовать данные корреляционного анализа при выяснении генезиса пород. В.А. Кутолин [13, 14] отмечает, что ковариационные матрицы базальтов и долеритов различных формаций значительно разнятся между собой. Магнетиты метасоматических кварцитов отличаются от магнетитов метаморфических кварцитов характером корреляционных связей. Для первых характерна отрицательная корреляция между Cu и V, Co и Cu, для вторых — сильная положительная корреляция между этими элементами [20].

Если величина множественного коэффициента корреляции близка к 1, то, очевидно, наличие или повышенная концентрация каждого компонента породы почти полностью определяется остальными компонентами, т.е. порода образовалась в условиях закрытой равновесной системы. Если же она отличается от 1, то по крайней мере для некоторых элементов следует признать наличие дополнительных причин, контролировавших образование породы, т.е. система не может считаться закрытой [35]. Последнее должно быть характерно для пород немагматического происхождения.

Устойчивые положительные связи в группе лиофильных элементов (Sn, Pb, Zn, В) указывают на связь кислых лав с коровым магматизмом, в то время как устойчивые положительные связи элементов, характерных для ультраосновных пород (Ni, Co, Cu, V), могут указывать на более глубокое, возможно мантийное, происхождение лав [26]. То же можно сказать и о положительной связи Ni и Cr со Sn, которая позволяет предполагать глубинный (мантийный) источник Sn [34].

Применение статистико-геохимического метода позволило нам установить определенные различия в структуре распределения элементов в гранитоидах различного генезиса. Так, по сравнению с сиалическими интрузивными гранитами (Тырныауз) сиалические граниты автохтонного генезиса (чудново-бердичевские) характери-

зуются более низким средним содержанием рудных и редких элементов при обилии полимодальных распределений большинства из них, отражающих наличие нескольких совокупностей элементов, возникших в результате привноса или перераспределения этих элементов растворами, производящими трансформацию осадочно-метаморфических толщ в породу гранитного облика. С этим же связано и обилие в автохтонных гранитах разнообразных корреляционных связей элементов между собой, отражающее их привнос и выщелачивание в процессе автохтонного гранитообразования.

По сравнению с интрузивными сиалическими гранитоидами (Тырныауз, Акчатау, Восточный Коунрад) интрузивные гранитоиды, для которых предполагается их вероятная генетическая связь с основной магмой (Кедабек, Дашкесан), характеризуются более низким содержанием большинства редких и рудных элементов и более низкими их дисперсиями, отражающими бедность подобной магмы летучими компонентами. Исключение составляют медь и железо — характерные элементы основных магм, содержание которых (равно как и их дисперсии) намного превосходят таковые в интрузивных сиалических гранитоидах.

Приведенные примеры свидетельствуют, что статистико-геохимический метод должен явиться важной составной частью современных петрологических исследований. При этом особенно важно выяснение средних значений дисперсий и коэффициентов корреляции различных групп элементов, характерных для того или иного процесса, сопровождающего формирование данной горной породы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И.В., Ларичева О.О. К геохимии тантала и лития в гранитоидном процессе. — Геохимия, 1977, № 9.
2. Актаев М.Т. О корреляционной связи олова с бором и фтором в гранитах Фергано-Кокшаальской структурно-формационной зоны (Южный Тянь-Шань). — Изв. АН КиргССР, 1975, № 2.
3. Белов Б.И. О геохимическом смысле законов распределения концентрации вещества. — В кн.: Математические методы геохимических исследований. М.: Наука, 1966.
4. Голубева Э.Д. Сравнительная геохимическая характеристика различных типов кайнозойских базальтоидов Приморья. — В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
5. Джамалетдинов Н.К. Золото в породах редкометальных интрузивов Западного Узбекистана. — Зап. Узб. отд.-дней Всесоз. минерал. съ-ва, 1976, вып. 29.
6. Иванова Г.Ф., Бутузова Е.Г. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1968, № 6.
7. Козлов В.Д. Геохимическое различие оловоносных и вольфрамоносных интрузий Центрального и Восточного Забайкалья. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток: ДВНИЦ, 1975.

8. Колесниченко П.П. Некоторые геохимические особенности оловоносных интрузивов южной части Яно-Колымской складчатой системы. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток: ДВНЦ, 1975.
9. Конюк А.А. О явлениях полярности и развитии гранитоидных интрузий. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук, 1960, т. 2, вып. 6.
10. Косалс Я.А., Дмитриева А.Н., Симонова В.И. Поведение Mo, W, и F в процессе становления многофазных гранитных интрузий Гуджирского комплекса (Юго-Западное Забайкалье). — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, вып. 255.
11. Косалс Я.А., Недашковский П.Г., Петров Л.Л., Серых В.И. Закономерности распределения бериллия в плагиоклазах гранитоидов. — Геохимия, 1973, № 7.
12. Крылова М.Д.; Седова И.С. Состав ультраметаморфогенных гранитоидов как показатель условий их образования. — В кн.: Проблемы до-кембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974.
13. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, вып. 189.
14. Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 1969.
15. Лебедева Л.И. Литий, рубидий, цезий в вулканических стеклах. — Геохимия, 1973, № 11.
16. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О разграничении базальтов и андезитов. — Изв. Геол. комитета, 1925, вып. 44, № 4.
17. Леонова Л.Л., Легейдо В.А. Фазовое распределение олова в четвертичных вулканитах Камчатки и Курильских островов. — Геохимия, 1975, № 10.
18. Лукин В.А., Шевцов А.И. Распределение бериллия в минералах. — Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР 1967, т. 20.
19. Мануйлова М.М., Зарубин В.С., Михайлова Ю.И. Составы роговых обманок и биотитов как критерий глубинного положения гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12.
20. Михайлов А.Д., Крылова М.Д. Об особенностях состава магнетита некоторых железорудных месторождений докембрия. — Геохимия, 1976, № 10.
21. Мушленко Л.В., Дербарамбикер М.М. Петрографические и геохимические особенности гранитоидных интрузивов Юго-Восточного Приморья. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогенеза северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
22. Мушленко Л.В., Лаговская Е.А., Голубева Э.Д., Славкина С.П. Геохимия олова в гранитоидных массивах зоны центрального разлома (Южное Приморье). — В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
23. Панеях Н.А. Петрология малоглубинных гранитоидов калиевого ряда: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1970.
24. Петрова З.И., Легейдо В.А. Геохимия олова в процессах ультратаматорфизма и флогопитообразования (Алдан). — Геохимия, 1976, № 1.
25. Попова Г.Б., Ершов В.В. Функция распределения содержаний химических элементов в сульфидных рудах Талнахского месторождения. — Геохимия, 1974, № 4.
26. Сажно В.Г. Петрохимические и геохимические аспекты проблемы происхождения кислых вулканитов различных зон Дальнего Востока. — В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976.

27. Свадковская Л.Н. Геохимические критерии выделения интрузий рудоносных гранитоидов харалгинского комплекса. — Зап. Забайк. фил. геогр. о-ва СССР, 1972, вып. 69.
28. Серых В.И. Распределение меди в генетически связанных сериях гранитоидов. — Геохимия, 1963, № 11.
29. Соболев Р.Н., Борисенко Л.А. Молибден в гранитоидных комплексах западной части Центрального Казахстана. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 6.
30. Сотников В.И., Изюмова Л.Г. О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью. — Геохимия, 1965, № 2.
31. Тимохин И.В. Уточнение характера изоморфизма и путей компенсации валентностей в турмалинах шерлового состава. — Геохимия, 1976, № 4.
32. Трошин Ю.П. Термодинамическая интерпретация статистического распределения концентраций элементов-примесей в гранитоидах. — В кн.: Математические методы в петрологии и геохимии. М.: Наука, 1976.
33. Учакин Ю.М. Статистическая характеристика распределения редких щелочей в пегматитах одного из районов Восточной Сибири. — В кн.: Математические модели в геологии и геостатистике. М.: Наука, 1973.
34. Федчин Ф.Г., Симаненко В.П., Семенова Н.Н. Позведение рудогенных элементов в процессе формирования Самарчинского вулкано-плутонического комплекса. — В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
35. Хейсканен К.И., Слюсарев В.Д., Файнберг В.Л. и др. Корреляционный анализ в петрохимических исследованиях. — Тр. Ин-та геол. Кольск. фил. АН СССР, 1975, вып. 26.
36. Черник Л.Н., Ширяев А.А. Петрохимические особенности и корреляционный анализ tantalоносных гранитов Восточной Сибири. — Тр. Сев.-Кавказ. горно-металлург. ин-та, 1970, вып. 28.
37. Юсупов Р.Г., Абдурахманов Г.А., Юсупова Л.Н. Золото в герцинских интрузивных формациях Кураминских гор (УзССР). — Геохимия, 1977, № 9.
38. Arnould M. Les éléments en traces de la ganne quartzuse du filon des Fatges (Corse, Massif central français) et leur apport à la connaissance géochimique et minéralogique de celui-ci. — Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sect. 2, 1974, ser. 2, v. 42, N 2.
39. Hesp W.R., Bigly P. The transport of tin in acid igneous rocks. — Pacif. Geol., 1972, N 4.
40. Olade M.A. Geochemical evolution of copperbearing granitic rocks of Guichan Greek Batholith, British Columbia, Canada. — Canad. J. Earth Sci., 1976, v. 13, N 2.
41. Parry W., Jacobs D. Fluorine and chlorine in biotite from basin and range plutons. — Econ. Geol., 1975, v. 70, N 3.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДАТИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛИЙ-АРГОНОВЫМ МЕТОДОМ

Основное условие получения достоверных геохронологических данных – условие химической замкнутости системы относительно материнских радиоактивных и дочерних радиогенных продуктов. С этой точки зрения природа не является идеальным хранилищем геохронологической информации, и геолог вместе с экспериментатором вынуждены в своей работе использовать объекты, далекие от идеальных требований химической замкнутости.

При проведении геохронологических исследований собирается и анализируется большой объем геологического материала, и, как показывает мировая геохронометрическая практика, лишь небольшая часть полученных аналитических данных может быть принята как датировки определенных геологических событий. Особенно большие трудности возникают при интерпретации возрастных данных, полученных при датировании пород, генетически или пространственно связанных с рудными месторождениями. Перенос больших масс щелочных и щелочноземельных металлов, урана и свинца при рудогенезе делает возможным датирование вмещающих оруденение пород рубидий-стронциевым и уран-свинцовым методами лишь при помощи изохронных построений.

Калий-argonовый метод, в силу своей специфики, лишен такой возможности, хотя более приемлем при датировании самих рудных объектов по сопутствующим рудогенезу новообразованным калиевым минералам: обычным слюдам (биотиту, мусковиту, флогопиту), более редким (лепидолиту, циннвальдиту, жильбертиту, тетраферрифлогопиту) и серициту. Однако при датировании вмещающих пород калий-аргоновым методом часто возникает парадоксальная ситуация, когда возраст вмещающих пород оказывается более молодым. Это явление стало закономерностью при изучении пегматитов целого ряда пегматитовых провинций СССР: Карело-Кольской, Приазовья, Восточного Саяна и отдельных месторождений Сибири и Центральных районов европейской части СССР. Недостаточное знание механизмов миграции радиогенных продуктов привело к дискредитации калий-аргонового метода. Между тем сами несогласующиеся значения возраста несут уникальную информацию о геологической обстановке и факторах, вызвавших появление таких значений.

За последние два десятилетия появилось много работ, посвященных изучению самого акта потерь – диффузии радиогенных продуктов. Однако знание только механизма диффузии без учета конкретной геологической обстановки, без применения той или иной упрощенной модели этой обстановки не дает должного практического выхода. При создании таких моделей для калий-аргонового метода естественно воспользоваться уже готовыми моделями уран-свинцово-

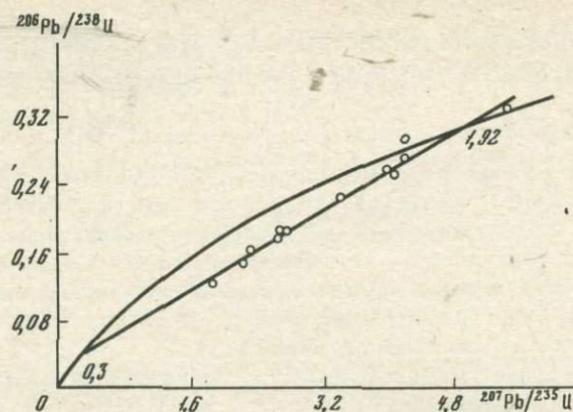


Рис. 1. Уран-свинцовый возраст пород Северной Карелии

вого метода и сравнить возможности того и другого метода при датировании явно дискордантных объектов.

Наиболее распространенным и информативным для незамкнутой уран-свинцовой системы оказался график Аренса - Везерилла, построенный в системе координат $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. На этом графике разновозрастные значения, отвечающие условиям замкнутости, образуют непрерывную кривую согласованных значений - конкордию. Из мирового опыта уран-свинцового датирования известно, сколь редки случаи попадания экспериментальных результатов на конкордию. Подавляющее большинство из них ложится ниже конкордии на дискордию - прямую, являющуюся по отношению к конкордии хордой. Этот эффект говорит о том, что в большинстве случаев в природе происходит нарушение в системе уран-свинец или в сторону выноса свинца, или привноса урана.

Работами Аренса [13], Везерилла [24, 25], Николайсена [20], Тилтона [22], Вассербурга [23], Соботовича [12], Герлинга [7] и других исследователей к настоящему времени создана целостная картина механизма формирования экспериментальных данных в дискордию при помощи двух моделей: эпизодических и непрерывных потерь свинца. Графически эти модели несколько различаются. При эпизодических потерях верхняя точка пересечения дискордии с конкордией дает возраст кристаллизации породы, а нижняя - соответствует эпизоду, связанному с метаморфическим событием в регионе, которое и было ответственно за потерю свинца, произшедшую в относительно короткий промежуток времени.

На рис. 1, воспроизведенном из книги Э.В. Соботовича [12], представлена иллюстрация этой модели в породах Северной Карелии. Экспериментальные данные, разбросанные в интервале 1-2 млрд. лет, хорошо аппроксимируются хордой, пересекающей конкордию в двух

точках, соответствующих истинному возрасту пород в 1969 млн. лет и времени метаморфизма в 300 млн. лет [7].

Модель непрерывных потерь графически отличима тем, что нижний конец дискордии переходит в кривую линию и приходит в начало координат. Непрерывные потери могут происходить в зависимости от повышения температур за все время существования данной породы (например, на достаточно большой глубине за счет диффузионного механизма). При интерпретации возрастных данных эта модель встречается гораздо реже, чем предыдущая модель.

Также редко встречается занижение метода уран-свинцовых датировок под действием контактowego прогрева. Хэнсон [18] показал, что уран-свинцовый возраст сфена и циркона в гранитах с возрастом 2,7 млрд. лет изменяется от 1,1 млрд. лет – для образцов, взятых на контакте с габбровым комплексом возрастом в 1,1 млрд. лет, до возраста 2,7 млрд. лет – для образцов, удаленных от контакта на 7,5 км. Примечательно, что возрастные данные, вынесенные на график Аренса – Везерилла, ложатся на дискордию, пересекающую конкордию в точках 2,7 и 1,1 млрд. лет. Калий-argonовые датировки по роговой обманке и биотиту в общем виде повторяют зависимость возраста от расстояния до контакта для свинцового метода, но дальнейшее действие контактового прогрева для них оказывается большим: для роговой обманки выход на неизмененный возраст в 2,7 млрд. лет наблюдается лишь на расстоянии около 10 км от контакта, а для биотита этот возраст на исследованном разрезе не достигается.

Поскольку речь идет о сравнении калий-аргоновых датировок с уран-свинцовыми в одной и той же ситуации, примем эту ситуацию за первую модель.

Вообще применительно к калий-аргоновой геохронометрии можно выделить три модели.

Первая модель – контактовый прогрев пород в результате внедрения более молодых интрузивных тел, вокруг которых образуется ореол заниженных значений возраста, варьирующих от неизмененного возраста вмещающих пород до возраста более молодых интрузий. Для калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов эта модель весьма подробно рассмотрена Хартом [19] на примере занижения возраста докембрийских метаморфических пород в районе Франт Рейндж под действием теплового потока от внедрившегося третичного интрузива. Единственное минералогическое изменение, которое отмечает Харт в зоне контактового прогрева, относится к переходу триклинистого микроклина в ортоклаз на расстоянии меньшем, чем 0,1 мощности интрузива.

Приведенные Хартом теоретические предпосылки и построения дают возможность по полученным заниженным датам возраста не только оценить диффузионные параметры исследованных минералов, но и решать обратную геологическую задачу: оценивать температуру внедрившегося интрузива. Возрастные контактовые ореолы в дальнейшем изучались Брандтом [4,5] на Алданском щите, Моро-

зовой [10] на Кольском полуострове. Несмотря на генетические и морфологические различия исследованных объектов имеется одна главная черта модели контактowego прогрева – зависимость возраста от расположения точки опробования относительно контакта.

Вторая модель – модель непрерывных потерь. Потеря радиогенного аргона минералами пород, залегающих на достаточно большой глубине, происходит под действием тепла, выделяющегося в недрах Земли. Очевидно, оба крайних случая будут иметь тривиальное решение. Близповерхностные породы полностью сохранят радиогенный аргон, а находящиеся на достаточно больших глубинах – будут полностью его терять до тех пор, пока в результате тектонических процессов не будут выведены на уровень, расположенный выше некоторой критической геоизотермы, после чего будут полностью сохранять генерируемый аргон.

Среди геохронологов бытует мнение, что такой критической геоизотерме соответствует температура для полевых шпатов: 100°C, а для слюд 300°C. А если выяснить вопрос, насколько вероятно появление промежуточных значений возраста или, иначе, каков интервал глубин, в котором будут обнаружены значения возрастов, соответствующих промежутку между полной потерей и полной сохранностью, то станут явными интересные детали.

Воспользуемся уравнениями распад – диффузия в форме, приведенной в монографии А.Л. Амирханова, Д. Брандта и Л.Н. Бартницкого [6] для сферической геометрии диффузии

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}_0} = \frac{6}{\pi^2} \frac{\lambda k}{\lambda} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} \cdot \frac{\exp\left[-\pi^2 n^2 \frac{Dt}{a^2}\right] - \exp(-\lambda t)}{1 - \pi^2 n^2 \frac{D}{a^2 \lambda}} \quad (1)$$

и для плоской

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}_0} = \frac{8}{\pi^2} \frac{\lambda k}{\lambda} \sum \frac{1}{(2n+1)^2} \frac{\exp\left[-\pi^2(2n+1)^2 \frac{Dt}{a^2}\right] - \exp(-\lambda t)}{1 - \pi^2(2n+1)^2 \frac{D}{a^2 \lambda}}, \quad (2)$$

где: ^{40}Ar – накопившийся в минерале радиогенный аргон; $^{40}\text{K}_0$ – начальное количество радиоактивного изотопа калия; $\lambda k, \lambda$ – постоянные захвата и полного распада; D – коэффициент диффузии; t – время; a – радиус частиц или полутолщина пластинок минералов.

Подавляющим большинством авторов оценка накопления радиогенного аргона проводилась по упрощенной формуле, учитывающей только диффузию или, в крайнем случае, по возмущающему параметру $\frac{D}{a^2 \lambda}$:

Рассмотрим, как будет идти накопление радиогенного аргона под действием двух конкурирующих процессов в полевом шпате и биотите согласно уравнению распад – диффузия в зависимости от температуры (глубины) залегания породы. Здесь для сравнения сознательно берем малопригодный для датирования полевой шпат и надежный биотит. Примем для полевого шпата коэффициент диффузии $D_0 = 10^{-7}$ см²/сек, а энергию активации $E = 23$ ккал/моль. Для биотита $D_0 = 1,6 \cdot 10^{-7}$ см²/сек, $E=50$ ккал/моль. Выбор этих величин обсуждался в предыдущих наших работах, и в основу выбора положены результаты, опубликованные ранее [1-3, 15, 16, 21, 23].

Пользуясь формулами (1) и (2) посмотрим, как будет идти накопление радиогенного аргона в биотите и полевом шпате в породах с возрастом, например, в 1,7 млрд. лет в зависимости от температуры (глубины) залегания. На рис. 2 представлены результаты расчетов.

Во-первых, это неожиданно низкие температуры, обеспечивающие полную сохранность радиогенного аргона. Так, для такого надежного минерала, как биотит, полутолщина пластинок которого составляет 0,1 мм, уже при 90°C датировка возраста составляет вместо 1,7 1,6 млрд. лет. Оценка ошибки, вызванной неопределенностью значений коэффициентов диффузии и энергии активации аргона в биотите, показывает, что в самом крайнем случае мы могли получить занижение температуры на величину в 50–60°C. Во-вторых, видно, что в полевом шпате радиоактивное равновесие нарушается уже при температуре 30°C (при радиусе частиц $a = 0,1$ мм). Для более крупной фракции ($a = 1$ мм) эта температура несколько выше, однако продолжает оставаться в области очень низких температур. Этот результат не неожиданный.

Весьма интересно отметить другое. Могут существовать условия, при которых кажущийся возраст по полевому шпату оказывается больше возраста, определенного по биотиту. Так, при температуре 120°C кажущийся возраст биотита с полутолщиной пластинок в 0,1 мм будет определен вместо 1,7 млрд. лет всего в 70 млн. лет, тогда как существующий полевой шпат с радиусом зерен 1 мм покажет возраст в 800 млн. лет. Полученные цифры выглядят контрастно. В природных условиях мы, очевидно, будем иметь интервал крупности и поэтому эффект будет до некоторой степени сглажен. Однако такие парадоксальные на первый взгляд соотношения иногда встречаются в геохронологической практике и зачастую объясняются захватом радиогенного аргона полевыми шпатами.

Теперь следует рассмотреть распределение кажущихся возрастов с глубиной, положив термоградиент равным 0,02 град/м. Из рассматриваемых графиков видно (см. рис. 2), что промежуточные значения полной сохранности и полной потери для полевых шпатов могут иметь большие интервалы глубин в зависимости от крупности: при 0,1 мм – от 0,5 до 5 км, при 1 мм – от 1 до 10 км. В то же время для биотита интервал глубин, на которых встречаются кажущиеся возраста, значительноуже в зависимости от крупнос-

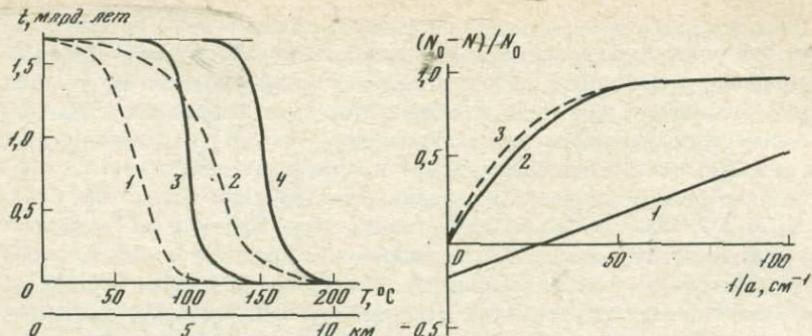


Рис. 2. Зависимость кажущегося возраста слюд и полевых шпатов от температуры (глубины) залегания для геотермической модели

1, 2 – полевой шпат; 1 – $a = 10^{-2}$ см, 2 – $a = 10^{-1}$ см; 3, 4 – слюда; 3 – $a = 10^{-2}$ см, 4 – $a = 1$ см; термоградиент – $2 \cdot 10^{-2}$ град/м

Рис. 3. Зависимость относительного занижения аргон–калиевых отношений в полевых шпатах от обратной величины крупности зерна ($\frac{1}{a}$)

1 – геотермическая модель (непрерывные потери); 2 – модель “теплового удара” (эпизодические потери); 3 – геотермическая модель; потери прекратились 600 млн. лет назад

ти: при 0,1 мм – от 4 до 6 км, при 1 см – от 6,5 до 9,5 км. Это объясняется более крутым наклоном кривых для биотита, который зависит от величины энергии активации. Таким образом, из рассмотрения уравнения распад – диффузия получается, что вероятность встретить промежуточные, кажущиеся значения возраста для биотита намного меньше, чем для полевых шпатов. Эта закономерность, как известно, в природе довольно широко распространена. Обычно мы имеем хорошо сходящиеся к разумному значению датировки по слюдам и большой набор зачастую не имеющих геохронологического смысла датировок по полевым шпатам.

Природные аналоги модели непрерывных потерь очевидно имеют широкое площадное распространение. Однако, как было показано, интервал глубин, а следовательно, и вероятность получения промежуточных значений возраста по слюдам из обнажений и неглубоких скважин невелики. Этим можно объяснить и сравнительно узкое практическое применение модели непрерывных потерь в уран–свинцовом методе. По-видимому, наиболее эффективное использование этой модели следует ожидать при интерпретации возрастных данных, полученных по сверхглубоким скважинам в интервале 4–10 км.

Третья модель – модель эпизодических потерь. Занижение абсолютного возраста происходит вследствие потери радиогенного аргона под воздействием сравнительно кратковременного подъема темпе-

ратуры, вызванного общей тектономагматической активизацией. Можно показать, что в этом случае "потеря" возраста (точнее аргон-калиевого отношения) выразится формулой [2].

$$\frac{N_0 - N}{N_0} = \frac{N_m}{N_0} + K \sqrt{\frac{Dt}{\pi}} \cdot \frac{1}{a}, \quad (3)$$

где N_0 , N и N_m – аргон-калиевые отношения, соответствующие возрасту породы: во-первых, неизмененному, истинному, во-вторых, измеренному заниженному, и в-третьих, моменту подъема температуры; коэффициент k учитывает геометрию диффузии: $k = 2$ – плоское строение (слюды), $k = 6$ – сферическое строение (полевые шпаты).

Приведенная зависимость, очевидно, представляет уравнение прямой в координатах $(\frac{N_0 - N}{N_0}, \frac{1}{a})$ угловым коэффициентом $k\sqrt{\frac{Dt}{\pi}}$ и

начальным отрезком N_m/N_0 . Весьма интересно то, что по начальному отрезку, отсекаемому на отрицательной части оси ординат, это уравнение дает возможность определить по аргон-калиевому отношению N_m момент подъема температуры, вызвавшего разброс возрастных значений.

Раскроем смысл углового коэффициента в уравнении (3):

$$b = k \sqrt{\frac{Dt}{\pi}} = \frac{N_0 - N + N_m}{N_0} \cdot a. \quad (4)$$

При температурной зависимости коэффициента диффузии

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT}\right) \quad (5)$$

после преобразований получим уравнение с двумя неизвестными T и t . Если подобный анализ провести и для второго минерала из этих же пород, то получим два уравнения с двумя неизвестными:

$$\ln t = \ln \frac{b_1^2 \pi}{k_1^2 D_{01}} + \frac{E_1}{R} \cdot \frac{1}{T}, \quad (6)$$

$$\ln t = \ln \frac{b_2^2 \pi}{k_2^2 D_{02}} + \frac{E_2}{R} \cdot \frac{1}{T}.$$

Таким образом, используя ряд несогласующихся, заниженных значений возраста, мы можем, решив систему уравнений (6), оценить длительность t и температуру T термического воздействия.

На рис. 3 проиллюстрировано действие уравнения (3) для конкретного занижения возраста полевых шпатов из пород возрастом в 2 млрд. лет под действием прогрева при t° интенсивностью 100°C

в момент времени 600 млн. лет и длительностью 10 млн. лет. Для сравнения (см. рис. 2) дано также действие модели непрерывных потерь – уравнение (1) – с тем же исходным возрастом в 2 млрд. лет. Сплошной линией показана потеря в полевых шпатах на глубине, геоизотерма которой соответствует 100°C , а пунктирная – учитывает то обстоятельство, что 600 млн. лет тому назад рассматриваемые породы в результате тектонических движений были подняты на поверхность и диффузионные потери с этого момента прекратились.

Нами (см. рис. 3) смоделировано с аналогичными исходными данными два процесса: занизжение возраста под воздействием эпизодического "теплового удара" и под геотермическим воздействием. Следует отметить резкое отличие зависимости занизжения аргон-калиевых отношений от обратной величины радиуса частиц: если для модели эпизодических потерь характерна прямолинейная зависимость, то для модели непрерывных потерь эта зависимость экспоненциальная; расположение относительно начала координат. Как бы мы ни варьировали исходные данные, уравнение распада – диффузия, описывающее непрерывные потери, всегда приведет нас в начало координат, даже если имеется какое-то промежуточное событие, прекращающее его действие (пунктирная кривая). Отмеченные графические свойства двух моделей настолько контрастны, что их можно использовать как диагностические признаки при интерпретации экспериментальных данных.

Экспериментальная часть. Первая модель – занизжение возраста под действием контактового прогрева достаточно хорошо изучена экспериментально на конкретных и разнообразных геологических объектах (нами выше были указаны эти работы). Подтверждена основная характерная черта этой модели – зависимость занизжения возрастных значений от расстояния до контакта.

Для экспериментальной проверки второй и третьей модели нами были изучены зависимости относительного занизжения аргон-калиевых отношений от обратной величины крупности зерна минералов в породах докембрийского возраста. Эти исследования были проведены на шести участках в различных районах СССР.

Два из этих участков расположены в северной и южной частях Воронежского кристаллического массива. Результаты были нами опубликованы [6] и сводятся к следующему. Получено четыре зависимости относительного занизжения аргон-калиевых отношений от обратной величины радиуса частиц: три – для полевых шпатов и одна для гиперстена. Все четыре – они явно подчинены уравнению для модели эпизодических потерь и показывают в пределах точности метода одно и то же время термического воздействия 300–400 млн. лет.

На Восточном Саяне были изучены те же зависимости для слюд из амфиболитов, вмещающих одно из пегматитовых полей. Абсолютный возраст слюд из пегматитов определен калий-argonовым методом в 1,7 млрд. лет. В то же время возраст вмещающих амфиболи-

тов варьировал в интервале от 1,6 до 0,8 млрд. лет. Установлена явная зависимость занижения возраста в зависимости от толщины пластинок слюд, подчиняющаяся третьей модели эпизодических потерь, и получен критерий, подтверждающий достоверность возрастных данных, полученных по пегматитам. Одновременно выявлено влияние процессов метасоматоза на сохранность радиогенного аргона: чем больше содержание воды и редких щелочных металлов в биотитах амфиболитов, тем в большей мере занижен их возраст.

В предлагаемой статье невозможно привести все экспериментальные данные по рассматриваемому вопросу. Для иллюстрации мы приведем лишь новые результаты по исследованию по двум участкам Кольского полуострова.

Первый - Пэллапахк, расположенный в юго-западной части геосинклинальной структуры, сложенной метаморфическими породами свит полмос - порос. Образцы взяты в основном по скв. 667, прошедшей по амфиболитам следующего состава: амфиболя 45% (роговая обманка 30-35%, остальное актинолит), андезина - 35-40 - 45-50% и до 10-15% биотита. Структура амфиболитов от мелко- до тонкозернистой, придающей этим амфиболитам вид сланцев. Результаты определения абсолютного возраста и измерения полутолщины пластинок биотита в прозрачных шлифах в системе координат $(\frac{N_0 - N}{N_0} : \frac{1}{a})$ даны на рис. 4.

Очевидно, что полученная экспериментальная зависимость относится к третьей модели эпизодических потерь. Решение методом наименьших квадратов дает уравнение прямой

$$\frac{N_0 - N}{N_0} = -0,109 + 2,63 \cdot 10^{-4} \frac{1}{a}. \quad (7)$$

Сравнивая полученный результат с формулой (3), видим, что $N_m/N_0 = 0,109$; отсюда при $N_0 = 0,400$ (3 млрд. лет) $N_m = 0,0436$, что соответствует моменту термического воздействия на породу, вызвавшего разброс цифр возраста, в 655 млн. лет. Начальное значение возраста (истинный возраст) в 3 млрд. лет принято нами как наибольшее значение, к которому стремятся датировки по слюдам метаморфических пород свит полмос-порос, а также самое главное как среднее по 5 определениям возраста слюд наиболее древних в районе пегматитов, составляющее 3030 ± 206 млн. лет.

К результатам по скв. 667 мы добавили один результат по амфиболиту с находящегося неподалеку хр. Оленьего. Этот результат хорошо согласуется со всей совокупностью и идеально ложится на полученную прямую (левая крайняя точка). Из дальнейшего будет видно, что это - не исключительный случай. При существовании больших стационарных тепловых полей могут согласовываться результаты по точкам, лежащим друг от друга на расстоянии в несколько десятков километров.

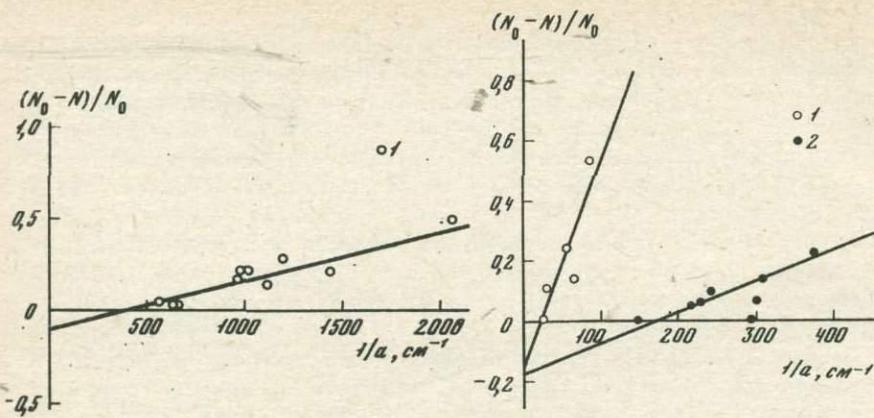


Рис. 4. Зависимость относительного занижения аргон–калиевых отношений от обратной величины полутолщины пластинок слюд из метаморфических пород по скв. 667

1 – слюды

Рис. 5. Зависимость относительного занижения аргон–калиевых отношений от обратной величины крупности зерна $\left(\frac{1}{a}\right)$ во вмещающих породах урагубского пегматитового поля

1 – слюды, 2 – полевые шпаты

Второй из изученных участков – вмещающие породы урагубского пегматитового поля. Точки опробования располагаются на протяжении 25 км от Большого Ура–Губского озера в полосе пород кольской серии, представленных биотитовыми, двуслюдянными олигоклазовыми гранито–гнейсами с турмалином, гранат–биотитовыми и биотит–силлиманитовыми олигоклаз–пластиоклазовыми гнейсами и сланцами, а также биотитсодержащими амфиболитами и гранат–ставролит–силлиманитовыми гнейсами с биотитом и турмалином.

Результаты определений абсолютного возраста и измерений полутолщины пластинок слюд и радиуса кристаллов полевых шпатов в прозрачных шлифах приведены на графиках рис. 5. Здесь мы также видим, что экспериментальные результаты достаточно хорошо аппроксимируются математическим аппаратом модели эпизодических потерь. Методом наименьших квадратов для слюд получено уравнение прямой

$$\frac{N_0 - N}{N_0} = -0,178 + 9,64 \cdot 10^{-4} \frac{1}{a}, \quad (8)$$

а для полевых шпатов

$$\frac{N_0 - N}{N_0} = -0,166 + 7,03 \cdot 10^{-3} \frac{1}{a}. \quad (9)$$

В качестве исходного взят возраст последней наиболее мощной активизации региона, снизевавшей все более древние возрасты метаморфических пород кольской серии: Эта активизация сопоставляется по времени с последним этапом пегматитообразования 1858±106 млн. лет (по 17 образцам слюд из пегматитов). Из уравнений (8) и (9) видно, что для слюд N_m/N_0 начальный отрезок составляет 0,178, а для полевых шпатов $N_m/N_0 = 0,166$, что соответствует моменту воздействия на породы в 490 и 460 млн. лет.

В отличие от предыдущего, на урагубском участке мы имеем данные для слюд и полевых шпатов. Таким образом, можно воспользоваться системой уравнений (6) для оценки интенсивности и продолжительности термического воздействия. Подстановка соответствующих данных из уравнений (8) и (9) и решение системы уравнений дают температуру прогрева пород в 120°C и длительность прогрева в 7 млн. лет.

В заключение экспериментальной части следует оценить достоверность полученных количественных характеристик. Данные по интенсивности и длительности "тепловых ударов" следует, конечно, рассматривать как весьма приближенные. Во-первых, в их основу положены величины коэффициентов диффузии и энергии активации, которые еще требуют уточнений. Но даже и при высокой точности этих величин следует помнить, что составляя систему уравнений (6), мы неявно аппроксимируем ход температуры во времени прямолинейным импульсом. А поскольку реальные процессы имеют обычно криволинейный геофактор, то для полевых шпатов и слюд эффективная длительность (прямолинейная площадка на вершине температурного пика) будет различной, т.е. для полевых шпатов могут оказаться эффективными $\sim 15^\circ$ наивысшего подъема температуры, а для слюд (с их большой энергией активации) только 5–7°. Однако основной задачей пока мы считаем демонстрацию принципиальной возможности и путей получения такого рода оценок.

В отношении точности определения момента термического воздействия на породу следует сказать, что сама процедура геометрических и аналитических построений не использует никаких параметров (кроме аргон–калиевых отношений и размеров частиц), в то время как определение этих параметров может быть проведено, в принципе, с достаточно высокой точностью.

Использованные нами ординарные определения абсолютного возраста дают достаточную для иллюстрации методических приемов погрешность в 50–70 млн. лет. Полученный для исследованных районов Кольского полуострова ряд датировок "тепловых ударов" в 655, 460 и 490 млн. лет можно сопоставить с достаточно многочисленными датировками проявлений ультраосновного, ультраосновного–шелочного и щелочного магматизма в платформенный этап развития региона. Наиболее древние датировки этих событий были даны ранее [8] по нефелинам Ковдора в 650 млн. лет, дайки диабазовых порфиритов из юго–западного обрамления Печенгской структуры [9] датируются в 510 млн. лет, мончилиты о. Овечий [11] – в 518 млн.

лет. В работе [11] имеется также ряд цифр более молодого возраста слюды из различных массивов: Африканда - 391 и 426 млн. лет, Себльярвского - 383 млн. лет и на Турьем мысе - 393, 340 и 294 млн. лет (самые молодые датировки).

В подтверждение правильности проведенной нами интерпретации дискордантных калий-argonовых датировок следует считать данные по уран-свинцовому методу (см. рис. 2). Возраст в 1960 млн. лет, полученный как истинный возраст пород, можно сопоставить с полученным по слюдам пегматитов района Ура-Губы возрастом 1858 ± 106 млн. лет. Нижняя точка пересечения на графике (см. рис. 1), интерпретируемая автором как "время метаморфизма" в 300 млн. лет, в пределах точности построений также может быть сопоставлена с полученными моментами "тепловых урадов". По крайней мере, все эти даты можно отнести к одной и той же известной эпохе платформенной активизации магматической деятельности на Балтийском шите.

Резюмируя, кратко сформулируем характерные признаки трех термических моделей, которые в общем не моделируют сам акт потери радиогенного продукта, но являются простейшими моделями геологических ситуаций, могущих привести к этой потере.

Первая модель - контактовый прогрев. Характерная черта - зависимость относительного занижения возраста вмещающих пород от положения геохронологических проб относительно контакта с более молодыми интрузивными, жильными или рудными телами. При этом необходимо различать чисто термальное воздействие на минералы вмещающих пород от метасоматического, в результате которого в зонах метасоматоза (зоны фенитизации, серicitизации, биотитизации и т.д.) могут появиться в том или ином количестве новообразованные минералы, одноименные с исследуемыми.

Вторая модель - модель непрерывных потерь устанавливает зависимость возраста от температуры или глубины залегания. Весьма существенным фактором здесь является крупность зерна исследуемых минералов. Зависимость относительного занижения аргон-калиевых отношений от обратной величины крупности зерна экспоненциальная, и соответствующая ей кривая на графике стремится к началу координат.

Третья модель - модель эпизодических потерь учитывает относительно кратковременный подъем температуры в масштабе целого района. График относительного занижения аргон-калиевых отношений от обратной величины крупности зерна представляет прямую линию, отсекающую на оси ординат отрицательный отрезок, который определяет момент термического воздействия на породу. При изучении двух и более минералов возможна оценка интенсивности и продолжительности этого воздействия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирханов Х.И., Брандт С.Б., Бартницкий Е.Н. Радиогенный аргон в минералах и горных породах. Махачкала, 1960.
2. Брандт С.Б., Вороновский С.Н. Дегидратация и диффузия радиогенного аргона в слюдах. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11.
3. Брандт С.Б., Вороновский С.Н. К вопросу о температурной зависимости энергии активации радиогенных газов в минералах. – Геохимия, 1964, № 4.
4. Брандт С.Б., Коваленко В.И., Волков Н.В., Кривенцов П.П. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1.
5. Брандт С.Б., Волкова Н.В., Утенков В.А. Оценка способности минералов удерживать радиогенный аргон (стронций) по контактовым взаимоотношениям концентраций. – Ежегодник 1971 (Ин-т геохим. СО АН СССР). Новосибирск: Наука, 1972.
6. Вороновский С.Н., Овчинников Л.Н., Сокова Н.А. и др. О реликтовых возрастах основных интрузий Смородинского участка Воронежского кристаллического массива. – В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976.
7. Герлинг Э.К. – Геохимия, 1958, № 4.
8. Кононова В.А., Шанин Л.Л. О радиогенном аргоне в нефелине в связи с вопросом о его пригодности для датирования шелочных комплексов. – В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1975.
9. Кременецкий А.А., Вороновский С.Н., Овчинников Л.Н. – Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 2.
10. Морозова И.М., Алферовский А.А., Спринцсон В.Д. Дискордантные значения $K-Ar$ возраста минералов метаморфических пород и их термическая история. – В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975.
11. Полканов А.А., Герлинг Э.К. Применение $\text{K}-\text{Ar}$ -аргонового и рубидий-стронциевого методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. – Тр. ЛАГЕД, 1960, вып. 9.
12. Соботович Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М.: Атомиздат, 1970.
13. Anrens L.H. Oldest rocks exposed. – Geol. Soc. Amer. Spec. Paper., 1955, v. 62, N 155.
14. Anrens L.H. – Geochim. et cosmolim. acta, 1955, v. 7, N 294.
15. Baadsgaard H., Lipson I., Folinsbee R.E. – Geochim. et cosmolim. acta, 1961, v. 25, N 2.
16. Evernden J.F., Curtis G.H., Kistler R.V., Obradovich J. – Amer. J. Sci., 1960, v. 258, N 583.
17. Hanson G.N., Catansaro E.J., Anderson D.H. Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 12, N 231.
18. Hanson G.N., Malhorta R. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, N 1107.
19. Hart S.R. – J. Geol., 1964, v. 72, N 5.
20. Nicolaysen L.O. – Geochim. et cosmolim. acta, 1957, v. 41.
21. Reynolds J.H. – Geochim. et cosmolim. acta, 1957, v. 12, N 177.
22. Tilton G.R. – Geochim. et cosmolim. acta, 1958, v. 14, N 4.
23. Wasserburg G.T. – Ann. N.Y. Acad. Sci., 1961, v. 91, N 538.
24. Wetherill G.W. – Geochim. et Cosm. acta, 1956, v. 9, N 290.
25. Wetherill G.W. – J. Geophys. Res., 1963, v. 68, N 10, 29.

ОРОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКИХ БАЙКАЛИД, ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В соответствии с современной геосинклинальной теорией, вещественными показателями процессов становления континентальной земной коры являются орогенные образования. С орогенным этапом развития структур связано, как известно, формирование магматических пород наиболее широкого петрографического спектра, а также эндогенных месторождений разнообразных групп химических элементов. Решающее влияние оказывают орогенические процессы на смену геохимических показателей магматических пород, формируя патернальную и вертикальную геохимическую зональность. Все это выдвигает изучение орогенных образований в ранг основных проблем геотектоники и металлогении. Отсюда понятен тот интерес, который проявляют многие исследователи к орогенным образованиям разновозрастных складчатых областей.

В докембрийских складчатых сооружениях вообще и в центральноазиатских байкалидах, в частности, уже давно установлено широкое распространение орогенных гранитоидов и связанный с ними минерализации. Однако орогенные структуры байкалид почти не выделялись. Поэтому тектонические события целого этапа, характеризующие условия становления гранитоидов и эндогенных месторождений и знаменующие процесс консолидации земной коры, оставались почти не расшифрованными, а тектоническая история заключительного этапа докембрийского тектогенеза освещалась формально и односторонне.

Между тем историко-геологический подход к расчленению и корреляции докембрийских образований Центральной Азии и их формационный анализ позволили выделить разнообразные типы орогенных структур.

Рассмотрим основные черты строения этих структур, закономерности размещения и историю их формирования, что раскрывает содержание заключительного этапа становления континентальной коры байкалид и металлогенические аспекты процесса.

Основные черты строения орогенных структур

Среди всего многообразия докембрийских орогенных структур Центральной Азии наиболее распространены (и более ранними по времени возникновения) и в то же время наиболее гетерохронными являются остаточные межгорные прогибы и впадины (рис. 1, 2 см. вкл. между стр. 54–55). В формационном плане они однообразны, так как почти все выполнены преимущественно карбонатными или терригенно-карбонатными отложениями. Образованиям остаточных структур свойственны напряженная, нередко изоклинальная складчатость, кливаж, тектоническое

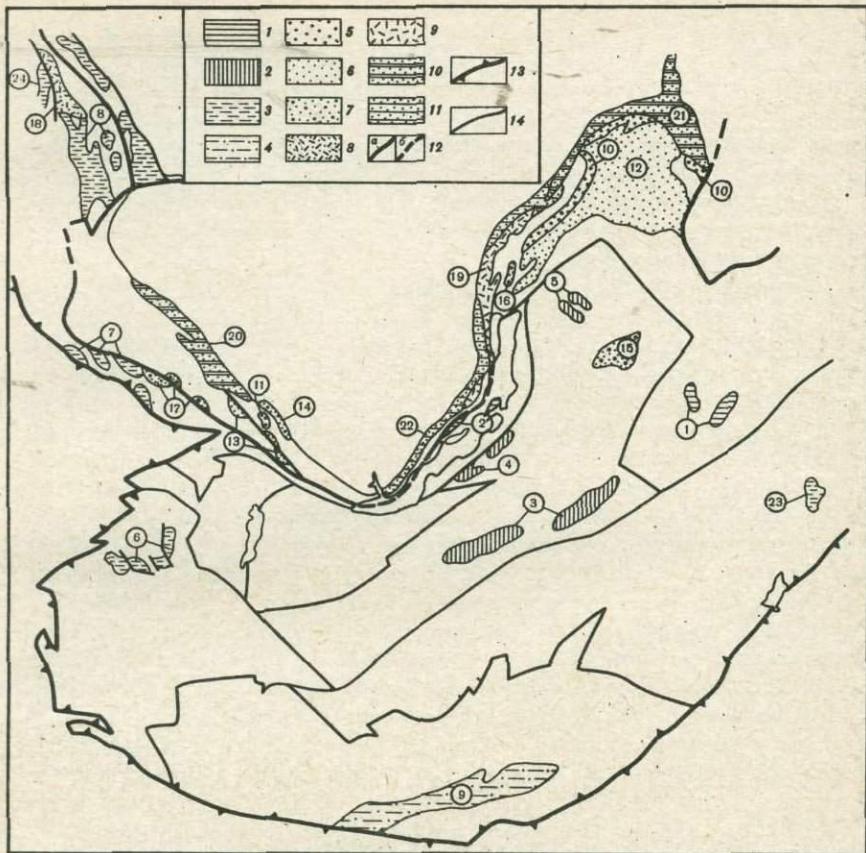


Рис. 1. Схема размещения орогенных структур байкалид Саяно-Байкальской складчатой системы

1–4 – остаточные прогибы, обособившиеся: 1 – в среднем проторозое, 2 – в нижнем рифе, 3 – в среднем рифе, 4 – в верхнем рифе; 5–7 – межгорные впадины и прогибы, заложившиеся в рифе: 5 – в нижнем, 6 – в среднем, 7 – в верхнем; 8, 9 – вулканические пояса: 8 – внутренний, 9 – краевой; 10, 11 – краевые прогибы, заложившиеся в рифе: 10 – в среднем, 11 – в верхнем; 12, 13 – краевые швы: 12 – отделяющие Сибирский кратон от Саяно-Байкальской системы, в т.ч. а – наблюдаемые, б – предполагаемые, 13 – отделяющие Саяно-Байкальскую систему от Кузнецко-Тувинской и Зайсано-Гобийской систем; 14 – разломы между региональными структурами

Цифры в кружках обозначают названия орогенных структур (условные контуры): 1 – Иргаинский, 2 – Зундугский, 3 – Катаевские, 4 – Дабатский, 5 – Янчуйский, 6 – Чахыртойский, 7 – Чатыгойские, 8 – Тунгусикские, 9 – Орцогский, 10 – Тепторгинский, 12 – Бодайбинский, 13 – Ермасохинский, 14 – Ингашинский, 15 – Ципа-

дробление по системам разломов, что объясняется формированием этих структур в условиях активно разраставшихся орогенных поднятий и напряжений сжатия. Для структур характерна низкая степень регионального метаморфизма (она по термодинамическим параметрам не выше, чем для фации зеленых сланцев). Причина, очевидно, состоит в специфическом структурном положении остаточных структур, формировавшихся как правило вне сферы синтектонического магматизма — на периферии фронтов тепловых потоков, в области "метаморфической тени".

Главной особенностью образования остаточных прогибов и впадин является тесная структурная и стратиграфическая их связь с геосинклинальными комплексами. В связи с этим необходимо отметить, что многие исследователи преувеличивают роль и значение несогласий и перерывов, иногда наблюдаемых в основании вулканогенно-осадочных образований остаточных структур и формировавшихся, как правило, лишь в периферических частях этих структур, на крыльях конседиментационно развивающихся антиклиниориев. Таковы несогласия в основании нарынской свиты Сангиленского синклиниория тунгусикской серии Енисейского Кряжа и др. В пределах негативных конседиментационных структур несогласия и перерывы в основании образований остаточных прогибов и впадин либо не проявлены вообще, либо носят локальный характер. В пользу этого свидетельствуют постепенные литологические переходы, часто наблюдаемые между образованиями остаточных структур и подстилающими их отложениями, что затрудняет проведение границ между ними. В качестве примера укажем на разрезы карбонатного и сланцево-карбонатного комплексов Сангиленского синклиниория (чарытская, нарынская, чакыртойская и уланэргинская свиты), сухопитской и тунгусикской серий Большепитского синклиниория Енисейского Кряжа. Это позволяет рассматривать остаточные орогенные структуры унаследованными.

Обособление и структурное оформление остаточных прогибов и впадин происходили в эпохи кульминаций тектоно-магматической активности в пределах тех или иных структурных зон. Именно поэтому каждой из таких эпох придается значение репера при тектоническом районировании по возрасту складчатости [2]. Наиболее древние, среднепротерозойские образования остаточных структур распространены в зонах раннепротерозойской складчатости, нижнерифейские — в зонах среднепротерозойской складчатости, средне-верхнерифейские — в зонах нижнерифейской складчатости и, наконец, верхнерифейские — в зонах среднерифейской складчатости. Таким образом, центральноазиатские байкалиды представились возможным

←
Витимканский, 16 — Олокитский, 17 — Джуктырские, 20 — Присаянский, 21 — Жуинско-Патомский, 22 — Прибайкальский, 23 — Кадаинский, 24 — Исаковский; 11 — Одайская впадина; 18, 19 — вулканические пояса: 18 — Глушкинский, 19 — Северо-Байкальский

расчленить на зоны разновозрастной складчатости, а байкальский цикл оказалось необходимым рассматривать в рамках всего протерозоя [2, 21 и др.].

Эпохи тектоно-магматической активности, в течение которых были сформированы докембрийские складчатые сооружения Центральной Азии, коррелируются с эпохами глобальной тектоно-магматической активности, чаще всего именуемыми в литературе балтийской (2 000 млн. лет), карельской (гудзонской, 1700 млн. лет), эльсонской (готской, 1400 млн. лет) и гренвильской (1000 млн. лет). Наиболее подробно эти эпохи охарактеризованы на примере докембра Европы и Северной Америки. Наменования этих эпох приняты нами для обозначения зон разновозрастных докембрийских складчатостей и в Центральной Азии. Такая унификация тектонической периодизации докембра проведена по аналогии с периодизацией основных стратиграфических подразделений; последние, как известно, общеприняты.

Наряду с остаточными, выделяется группа орогенных структур, наложенных на гетерогенные и разновозрастные складчатые сооружения – межгорные впадины и прогибы, краевой и внутренний вулканические пояса, краевые прогибы. В формационном плане наложенные структуры разнообразнее унаследованных, а их формирование сопровождалось становлением многофазных гранитоидов. Складчатые дислокации образований наложенных орогенных структур не отличаются сложностью. Широко распространены открытые брахисинклинали, пологие моноклинали, сундучные и другие складки глыбовой природы, свидетельствующие о жестокости доорогенного фундамента. Образования наложенных орогенных структур, как правило, почти не метаморфизованы; среди них выделяются морские и континентальные.

Наиболее древними являются Тептогринский межгорный прогиб, Одайская межгорная впадина и Северо-Байкальский краевой вулканический пояс, заложившиеся в нижнем рифе. В среднем рифе заложились Бодайбинский межгорный прогиб, Присаянский и Жуинско-Патомский краевые прогибы; система приразломных впадин Ермасохинского хребта, Глушихинский внутренний вулканический пояс, а Северо-Байкальский вулканический пояс разросся в южном направлении и приобрел очертания, близкие к современным. В верхнем рифе продолжалось развитие Бодайбинского прогиба, Присаянского и Жуинско-Патомского краевых прогибов. Заложились Прибайкальский краевой прогиб, Чипа-Витимканский, Олокитский и Ингашинский межгорные прогибы, а также системы приразломных впадин вдоль зоны Главного Восточно-Саянского разлома (Джукутырские и другие впадины). Все эти структуры достаточно подробно изучены Е.Н.Алтуховым [1, 2], А.Н.Булгатовым и Б.Н.Красильниковым [7], А.А.Бухаровым [7], И.К.Королюк [12], В.Д.Мацем и А.П.Таскиным [17], А.Д.Смирновым и др. [22] и другими исследователями.

Следует отметить, что краевые прогибы центральноазиатских байкалид характеризуются специфическими признаками, что служит причиной самой разнообразной их тектонической интерпретации.

Среди этих признаков отметим последовательность накопления формаций, не свойственную краевым прогибам фанерозойских складчатых сооружений. Так, ряд формаций Присаянского прогиба начинается среднерифейскими красноцветными карбонатно-терригенными отложениями, сменяющимися вверх по разрезу пестроцветными терригенными отложениями. Последние в свою очередь перекрываются вендинскими пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями платформенного чехла. Наконец, кембрийские отложения всюду на юге Сибири существенно карбонатные с эвапоритами и разрез орогенных образований Присаянского краевого прогиба имеет трансгрессивное строение.

Напротив, разрезы отложений краевых прогибов фанерозойских складчатых сооружений характеризуются регressiveным строением (Предуральский краевой прогиб и др.).

При определении тектонической природы Присаянской, Прибайкальской и Жуинско-Патомской средне-верхнерифейских структур следует иметь в виду такие признаки: сопряженная с ними, синхронно развивающаяся геосинклинальная область отсутствует, формирование на окраинах структурных зон, переживавших орогенное развитие; отсутствуют фронт складчатости, молассы, завершающие их развитие (в Присаянье, например), формационные признаки, не свойственные геосинклинальным структурам (молассоидные, красноцветные толщи) и др. Учитывая все это, орогенная природа Присаянской, Прибайкальской и Жуинско-Патомской структур представляется несомненной.

Закономерности размещения и формирования орогенных структур

В размещении докембрийских орогенных структур выявляются временные, пространственные и структурные закономерности. Временные или историко-хронологические закономерности формирования орогенных структур выражаются в асинхронном заложении этих структур, длительном развитии и асинхронном отмирании в различных зонах байкалид Центральной Азии; наиболее отчетливо последняя закономерность проявлена для образований остаточных прогибов и впадин.

Закономерности пространственного размещения орогенных структур заключаются в распространении этих структур преимущественно на геоантклиналях байкалид и в краевой системе. Это свидетельствует о неравномерном вовлечении структур байкалид в орогенное развитие, подчеркиваемое неравномерным размещением орогенного гранитоидного магматизма. Разновозрастные остаточные прогибы и впадины формировались в различных зонах байкалид. В их размещении четко проявлено соответствие полярности геосинклинального процесса [2]. Наложенные структуры пространственно тяготеют к периферическим структурам байкалид, а в краевой системе они наиболее распространены и разнообразны.

Структурные закономерности размещения орогенных образований выражаются во взаимозависимости между типами арогенных структур, формационными особенностями этих структур и типами структур основания. Остаточные прогибы и впадины приурочены чаще всего к центральным частям геоантеклинальных поднятий или к прибрежным частям геосинклинальных прогибов, что подчеркивает инверсионный характер соотношения между доскладчательными и складчатыми структурами байкалид. Краевой вулканический пояс развивался в зоне сопряжения Чуйской геоантеклинали зоны балтийской консолидации с Сибирским кратоном; внутренний вулканический пояс развился в зоне сопряжения Заангарского геоантеклинального поднятия эльсонид с Енисейским шовным прогибом; краевые Присаянский и Прибайкальский прогибы сформировались на окраинах перикратонных зон; межгорные впадины и прогибы приурочены к геоантеклиналям байкалид – наиболее консолидированным структурам складчатого основания.

Выделяются две стадии орогенного развития структур байкалид – ранняя, досреднерифейская и поздняя – средне-верхнерифейская. В раннюю стадию происходило формирование остаточных прогибов и впадин, небольших наложенных межгорных впадин, краевого вулканического пояса, а также массовое становление синтектонических гранитоидов. В течение этой стадии в пределах геосинклинальной системы центральноазиатских байкалид последовательно сформировались зоны балтийской и карельской консолидации – первые участки новообразованной коры континентального типа. Раннеорогенные до-кембрийские гранитоиды характеризуются калий-натриевым химизмом, что свидетельствует о значительной зрелости коры уже в эту стадию развития докембрийских структур (чуйский, древнестановой и другие комплексы). Этим эпикратонная система центральноазиатских байкалид отличается от эвгеосинклиналей, в пределах которых в раннеорогенную (переходную) стадию лишь в небольшом количестве сформировались гранитоиды натрий-кальциевого (островодужного) химизма [20], что свидетельствует о возникновении в это время первых небольших линзовидных участков коры континентального типа. Становление континентальной коры в эвгеосинклинальных областях палеозойд Евразии завершилось [18] в позднеорогенную стадию их развития, в течение которой происходило формирование главного объема гранитоидов.

Большинство структур байкалид Центральной Азии переживали позднеорогенную стадию развития в среднем – верхнем рифее, в эльсонскую эпоху. В это время заложились многочисленные и разнообразные орогенные структуры, отдельные из которых непрерывно развивались до конца рифея, а также началось массовое гранитообразование.

Эльсонскими движениями были сформированы складчатые сооружения, крупнейшие за всю историю развития байкалид Центральной Азии. Этими же движениями в ряде структур центральноазиатских байкалид был прерван геосинклинальный режим развития, в резуль-

тате чего сформировались зоны незавершенной эльсонской складчатости. Лишь в Окинско-Харальской и Дзагинско-Керуленской зонах эти движения не привели к ликвидации геосинклинального режима, продолжавшегося вплоть до эпохи гренвильской складчатости. Но роль этих зон в структуре байкалид незначительна, и, кроме того, из-за их слабой пока изученности имеются основания сомневаться в фактической аргументации принадлежности этих структур к гренвилидам.

В зонах доэльсонской консолидации эльсонские орогенные структуры и гранитоиды характеризуются ярко выраженным чертами наложенности (Бодайбинский межгорный прогиб, Северо-Байкальский краевой вулканический пояс, грандиозные ареалы позднерифейского магматизма в Орхонско-Малханской, Байкало-Патомской и Становой зонах). В зонах эльсонской консолидации орогенные структуры представлены остаточными и наложенными межгорными прогибами и впадинами, внутренним вулканическим поясом, краевыми прогибами, формирование которых сопровождалось становлением многофазных гранитоидов.

Не все структуры и гранитоиды позднеорогенной стадии заложились и сформировались одновременно на рубеже примерно 1400 млн. лет тому назад. Под эльсонским орогенезом понимается важнейший тектономагматический процесс, в той или иной степени охвативший все структуры байкалид Центральной Азии и положивший начало массовому орогенному структуро- и гранитообразованию. Завершение этого процесса происходило в различных зонах байкалид не одновременно, что наиболее отчетливо проявлено в особенностях размещения гранитоидов. В конце нижнего рифея сформировались гранитоиды в Присаянской зоне, где они трансгрессивно перекрываются среднерифейскими образованиями карагасской серии. В нижнем-среднем рифее гранитообразование наиболее активно происходило в Восточно-Саянской зоне и Хамар-Дабанская подзоне. В среднем-верхнем рифее ареал гранитообразования распространился в зоны: Енисейского Кряжа, Орхонско-Малханскую, Центрально- и Восточно-Забайкальские, а также Сангиленско-Дзабхансскую подзону. В позднем рифее массовое формирование гранитоидов происходило главным образом в Байкало-Патомской, Становой и Байкало-Витимской зонах, а также в пределах Баргузино-Витимского срединного массива, Байда-ригского, Керуленского и Средне-Гобийского блоков Сангилен-Приаргунской геосинклинальной зоны. На протяжении рифея эпиэльсонские тектономагматические процессы "мигрировали" в южном и восточном направлениях. Это свидетельствует о разрастании с рифеем явлений трансформации общей тектонической зональности с субширотной, свойственной Атлантическому сектору Евразии, на субмеридиональную, свойственную Тихоокеанскому сектору Земли, что находится в соответствии с данными об оформлении в рифее (а не с конца палеозоя, как принято считать) Тихоокеанского сектора коры в качестве самостоятельного геоструктурного элемента [14].

В различных зонах байкалид разрыв во времени между окончанием раннеорогенной стадии развития и началом позднеорогенной стадии, или, что то же — длительность переходного периода, были не одинаковыми. В течение этого периода зоны балтийской и карельской складчатостей характеризовались ярко выраженными индивидуальными особенностями при сохранении потенциальной активности. Многие различия в их строении были снивелированы после эльсонской орогенической эпохи благодаря широку проявившемуся позднеорогенному гранитоидному магматизму, в ареал которого были включены и зоны доэльсонской складчатости. С этого времени однотипные по развитию, но разные по возрасту структуры байкалид стали характеризоваться однотипным строением коры. В итоге эльсонского орогенеза произошло спаивание (объединение) разнородных и разновозрастных докембрийских структур Центральной Азии в единый континентальный массив с неодинаковой зрелостью коры в отдельных зонах. Последнее подчеркивается специфическими особенностями проявления в пределах этих зон фанерозойских тектономагматических процессов [2, 3].

Поскольку большинство эндогенных месторождений в зонах центральноазиатских байкалид генетически или парагенетически связаны с докембрийскими гранитоидами, не вызывает сомнений первостепенное значение докембрийских орогенических процессов в формировании рудного потенциала байкалид, значительно более высокого, нежели фанерозойских складчатых сооружений. Размещение эндогенных месторождений, как и гранитоидов, неравномерное, "структурно-избирательное"; это связано, вероятно, с особенностями доорогенного развития байкалид, в течение которого осуществлялись неравномерные процессы переработки коры ранее созданного протоконтинента и созидания новой коры континентального типа.

О тектонической природе огоренных образований байкалид

Вышеизложенное свидетельствует, что значение тектономагматических процессов ранне- и позднеорогенной стадий развития в формировании структуры центральноазиатских байкалид было различным. Поскольку в течение раннеорогенной стадии возникли лишь отдельные зоны ранней консолидации, орогенические процессы балтийской и карельской эпох рассматриваются в качестве эпигеосинклинальных в собственном смысле этого слова. Об этом свидетельствует незначительный ареал их активного проявления во внегеосинклинальных структурных зонах. Так, в эпоху балтийского орогенеза вдоль южной и юго-западной окраин Сибирского кратона сформировался пояс окологеосинклинальных гранитоидов повышенной кислотности и щелочности (куандинский, онотский, таракский и другие гранитоидные комплексы), с которыми связаны, в частности, редкометальные и редкоземельные пегматиты и метасоматиты. С карельским

орогенезом в Центральной Азии совпало вовлечение некоторых окраин Сибирского кратона в геосинклинальную переработку. Возможно, в связи с этой же эпохой произошло заложение в теле Сибирского кратона авлакогенов, а также началось формирование базальных слоев платформенного чехла. Это указывает на глубинность энергетических источников и активность тектоно-магматических процессов балтийской и карельской эпох. Однако по мере прослеживания различных форм проявления этих процессов в сторону Сибирского кратона наблюдается быстрое затухание этих процессов. Всё это позволяет считать, что процессы раннеорогенной стадии генерировались главным образом из секторов геосинклиналей – центров активности тектоносферы [9, 13, 19, 23, 24].

В отличие от раннеорогенных тектоно-магматические процессы позднеорогенной стадии развития центральноазиатских байкалид имели решающее значение в формировании их структуры и консолидации коры. Они характеризовались, кроме того, гораздо более широким, глобальным распространением в оболочке Земли, отличаясь большим многообразием и глубинностью проявления. Так, эльсонским орогенезом были охвачены не только разновозрастные складчатые сооружения, но и древние платформы [10]. В пределах последних (кроме Африканской платформы) соответствующие тектоно-магматические процессы проявились в форме диасхизиса [11].

Тектоно-магматические процессы верхнериифейской или гренвильской эпохи проявились в Центральной Азии тоже достаточно выразительно. В это время завершилось стягивание (термин Н.А.Штрейса) разновозрастных складчатых зон байкалид с уже сформированным "гранитно-метаморфическим" слоем, что выразилось в замыкании последних геосинклинальных прогибов и проявлении складчатости в их пределах. Однако поскольку в докембрийских сооружениях Центральной Азии не установлено покровно-шарьязжных структур, предполагается, что гренвильское тектоническое стягивание не сопровождалось преобразованием структурных соотношений, сложившихся в процессе оформления зон балтийской, карельской и эльсонской складчатостей. Напротив, в ранее созданном структурном плане байкалид зоны гренвильской консолидации заняли свое естественное место, заблаговременно подготовлявшееся на протяжении большей части байкальского цикла. Результатом позднедокембрийского тектонического стягивания явилось завершение байкальского этапа формирования Саяно-Байкальского континентального блока.

В нижне-среднерифейское время в различных регионах мира получили широкое распространение тектоно-магматические процессы, принципиально отличавшиеся от орогенических. Они выразились в виде крупномасштабных раздвигов блоков литосферы, что привело к раскрытию океанов геологического прошлого (в частности, Кузнецко-Гувинского праокеана), в которых в условиях "тектонической тени" началось формирование "сиалического панциря" [15]. Раздвиговые деформации происходили в это же время и в эпикратонной Саяно-Байкальской системе, в результате чего сформировались рифто-

подобные структуры – геосинклинальные троги. К ним принадлежат Енисейский, Харальский троги, приразломные шовные прогибы Восточно-Саянской зоны и т.д. Это же время было ознаменовано процессами спрединга в ранее заложившихся шовных геосинклиналях – Муйской, Ильчирской, Шилкинско-Ононской и др., что выражалось в формировании поясов базит-гипербазитовых пород.

В верхнем рифе начался активный геосинклинальный процесс в Кузнецко-Тувинском праокеане, а также произошло заложение системы раннекаледонских моногеосинклиналей на гетерогенных и разновозрастных структурах байкалид. В это же время происходило формирование дейтероорогенных щелочно-гранитоидных, щелочно-основных-ультрасосновных пород в структурных зонах центральноазиатских байкалид и на Сибирском кратоне (тажеранский, зиминский, кийский, среднетатарский, сакунский и другие комплексы). Важное значение имели тектономагматические события конца докембрая и в других регионах земного шара [4]. Иначе говоря, на протяжении рифея широко развивались процессы деструкции коры, синхронные орогеническим процессам, но противоположные им по своей сути.

Многообразные тектономагматические процессы гренвильской, как и эльсонской эпохи, в общем плане являются, вероятно, независимыми. Однако в Центральной Азии верхнерифейские орогенические процессы не обнаруживают самостоятельного ареала проявления. Они охватывали те же структурные зоны, что и ниже-среднерифейские и не привели к формированию ощутимых перерывов и структурных перестроек между образованиями средне-верхнерифейских орогенных комплексов. Кроме того, в закономерностях проявления верхнерифейских тектономагматических процессов в рассматриваемых регионах отчетливо фиксируется естественное продолжение единого направления и единых тенденций развития, прослеживаемых с начала эльсонской эпохи. Необходимо также отметить, что зоны гренвильской складчатости характеризовались незавершенным развитием, пассивным проявлением в их пределах эпигеосинклинального, собственно гренвильского орогенеза. А это исключает, вероятно, возможность объяснения активности верхнерифейского внегеосинклинального орогенеза проявлением нового, самостоятельного механизма тектогенеза, не связанного с эльсонским. Все это позволяет условно рассматривать гренвильское тектоническое стягивание и сопряженные с ним процессы на эпирифейском континенте Азии формами проявления тектономагматической активности, зародившейся в эльсонскую эпоху. Формальное хронологическое расчленение образований позднеорогенной стадии развития центральноазиатских байкалид с генетических позиций представляется нецелесообразным вследствие единства формирующего их процесса, развивавшегося на протяжении среднего и верхнего рифея, то есть в рамках двух эпох – эльсонской и гренвильской.

Следовательно, предполагается, что тектоническая природа эльсонского орогенеза была обусловлена внегеосинклинальными эндогенными источниками энергии. Этот орогенез являлся, вероятно,

одной из форм выражения глобального механизма тектогенеза в пределах материков. Этим, по-видимому, объясняется преждевременное замыкание "сквозных" докембрийских геосинклиналей, прерванность их развития. Пассивное орогенное развитие последних становится понятным, так как в орогенез вовлекались структуры, испытывавшие до этого преимущественно нисходящие движения, контрастные по отношению к последующим. В то же время структуры, уже вовлеченные в ранний орогенез, оказались подготовленными к наращиванию тех же тенденций развития в позднеорогенную стадию. Благоприятные условия для активного развития орогенеза поздней стадии создались и в пределах структур, достигших к этому времени зреющей стадии геосинклинального развития.

В итоге разнотипных докембрийских орогенических процессов, развивавшихся со среднего протерозоя до кембия, в Центральной Азии сформировалась система гетерогенных структур байкалид – блок континентальной коры с неодинаковой зрелостью в различных зонах. При этом главное значение в формировании и консолидации блока имела эльсонская орогеническая эпоха.

Как известно, В.В. Белоусов [5], К.В. Боголепов [6], Ю.Г. Леонов [10], С.С. Шульц [25] и другие исследователи на примере фанерозойских циклов тектогенеза продемонстрировали возможность независимого и параллельного развития геосинклинальных и орогенных областей. Очевидно, что подобный стиль развития свойствен и докембрийским структурным зонам Центральной Азии. Тектономагматические процессы эльсонской и ей подобных эпох заслуживают, вероятно, специального наименования при тектонической систематике. Действительно, в одних случаях эти процессы предварялись геосинклинальным осадконакоплением и поэтому могут считаться эпигеосинклинальными, в других – те же процессы являлись внегеосинклинальными и могут быть обозначены дейтероорогенными (по К.В.Боголепову). В секторах кратонов аналогичные процессы характеризуются как диасхизис. С историко-геологических позиций представляется правомерным именовать их позднеорогенными в развитии структур центральноазиатских байкалид. Иначе говоря, эльсонская эпоха – это эпоха глобальной тектономагматической активности, формы проявления которой выражались по-разному в зависимости от уровня развития тектонических структур, от качества (зрелости) коры в их секторах.

Заключение

Среди докембрийских орогенных структур Центральной Азии выделяются разновозрастные остаточные (унаследованные) и наложенные межгорные прогибы – краевой и внутренний вулканические пояса. Их формирование происходило в две стадии – раннюю и позднюю и отражает два типа орогенного развития. Структурные и магматические формы проявления в каждую из этих стадий оказались

внешне сходными, но были обусловлены различными механизмами тектогенеза.

Образования раннеорогенной стадии являлись эпигеосинклинальными. Породившие их тектоно-магматические процессы характеризовались региональным распространением в оболочке Земли. Результатом этих процессов являлись частные перестройки структурного плана докембрийских геосинклинальных областей на рубежах 2000 и 1700 млн. лет тому назад, отражающие постепенный процесс созидания массивов континентальной коры в виде зон разновозрастной складчатости.

Образования позднеорогенной стадии развития формировались под влиянием процессов, не связанных с геосинклинальной предысторией, и являлись формой выражения глобальной тектоно-магматической активности в пределах материков. Результатом этих процессов явилась коренная перестройка поверхности Земли. Поэтому эпохи проявления подобных тектоно-магматических процессов могут считаться главнейшими. В Центральной Азии это выражилось в резком наращивании новых континентальных масс в виде зон эльсонской и гренвильской консолидаций, а также стягивания ранее созданных, но разрозненных микроконтинентов, совместно образовавших крупнейший в Евразии эпирифейский континент байкалид.

Картина орогенного развития байкалид, запечатленная в тектонической зональности их орогенных образований, отражает степень сформированности континентальной коры в различных секторах докембрийских структур, что позволяет оценить, в частности, тектонические условия формирования эндогенных месторождений в их пределах. Важнейшими показателями этих условий являются геохимические параметры формаций орогенных магматических пород – для докембрийских гранитоидов раннеорогенной стадии характерен кальций-натровый химизм, для позднеорогенных – существенно калиевый. В соответствии с этим эволюционирует металлогеническая специализация этих гранитоидов от литофильно-халькофильной к редкометальной литофильной. Следовательно, расшифровка орогенных образований байкалид и анализ их соотношений с доорогенными образованиями, в совокупности являющихся овеществленными свидетельствами развивавшихся в геологическом прошлом гетерогенных тектонических режимов в их разнообразных сочетаниях, представляется главной задачей при оценке докембрийских тектоно-магматических и металлогенических результатов и, следовательно, обоснованном прогнозировании эндогенных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтухов Е.Н. Новые данные о геологической структуре Баргузино-Витимского междуречья. – Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 5.
2. Алтухов Е.Н. Процессы стабилизации докембрийских геосинклиналей Центральной Азии в связи с проблемой биполярного развития структуры земной коры в докембре. – Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6.

3. Алтухов Е.Н. Стадийность развития докембрийских геосинклиналей Центральной Азии как отражение процессов формирования континентальной земной коры. - Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2.
4. Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Красильников Б.Н. Соотношение байкальского и салаирского этапов геосинклинального развития и завершающих их складчатостей. - Геол. и геофиз., 1972, № 9.
5. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков и ритм развития тектоносферы. - В кн.: Материалы Междунар. геол. конгр. 25-я сессия. Докл. сов. геол. Тектоника и структурная геология. М.: Наука, 1976.
6. Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. - Геол. и геофиз., 1968, № 8.
7. Булгатов А.Н., Красильников Б.Н. Орогенные системы юга Сибири. - Геол. и геофиз., 1968, № 8.
8. Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973.
9. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972.
10. Карта тектоники докембрия континентов/ Под ред. акад. Ю.А.Косыгина, 1970. Новосибирск; Москва, 1972.
11. Келлер Б.М., Семихатов М.А. Стратиграфические рубежи в докембрии. - В кн.: Границы геологических систем. М.: Наука, 1976.
12. Королюк И.К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрая Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
13. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969.
14. Косыгин Ю.А., Парфенов в Л.М. Докембрейское обрамление Тихого океана. - В кн.: Тектоника Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1973.
15. Красильников Б.Н. и др. Домезозойские тектонические структуры южной части Урало-Монгольского складчатого пояса. - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971.
16. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976.
17. Мац В.Д., Таскин А.П. Геотектоническое расщепление протерозоя. Присаянья и западной окраины Байкальской горной области. - Геол. и геофиз., 1973, № 7.
18. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканализм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975.
19. Муратов М.В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5.
20. Пейве А.В. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. - Сов. геол., 1972, № 12.
21. Сапоп Л.И. Геология Байкальской горной области: Магматизм, тектоника, история развития. М.: Недра, 1967. Т. 2.
22. Смирнов А.Д. и др. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М.: Наука, 1967.
23. Хайн В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
24. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968.
25. Шульц С.С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. - Науч. докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки, 1958, вып. 1.

К. Л. Волочкович

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ МАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
В ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ
(НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

Современный этап в истории геологии характеризуется попыткой ревизии классической концепции геосинклинального развития земной коры и замены ее концепцией "новой глобальной тектоники" (НГТ). Металлогенический анализ, проводимый сторонниками того или иного направления, дает диаметрально противоположные выводы. Последствия создавшейся ситуации нельзя недооценивать, учитывая, что число последователей концепции НГТ в нашей стране из года в год увеличивается.

Не обсуждая в статье теоретические стороны проблемы, рассмотрим возможность практического применения обеих концепций при металлогенических исследованиях. С этой целью остановимся на главных выводах концепции НГТ, используемых при глобальных металлогенических построениях, а затем сравним металлогенические схемы, составленные по различным методикам для конкретного региона.

Главным металлогеническим следствием, вытекающим из концепции НГТ, является вывод, что размещение в пространстве магматической и металлогенической зональности подчинено тому или иному типу геодинамической обстановки, активным границам литосферных плит, фиксирующимся зонами глубокофокусных землетрясений (зоны Заварышского-Беньофа), и не зависит от состава и тектонической структуры субстрата, на который эта зональность накладывается [10, 12, 19–21]. Линия выхода современных зон Беньофа на поверхность отделяет литосферные плиты с различным типом коры, а также разграничивает практически амагматичную область от области интенсивного магматизма. Примерное положение древних зон Беньофа может маркироваться остаточными оливинитовыми швами, глаукофановыми метаморфическими поясами, границей островодужных комплексов с отложениями глубоководных желобов. В направлении погружения зоны Беньофа увеличивается щелочность магматизма, проявляющаяся в смене толеитовых магм известково-щелочными, а затем щелочными магмами, а минерализация становится более литофильной. Связь зон Беньофа с рудными зонами подчеркивал В.И. Смирнов [16]. Были предприняты попытки выделить и типизировать различные геодинамические обстановки как современные, так и ископаемые, сопровождающие зоны Беньофа, и наметить для каждой из них свою магматическую и металлогеническую зональность [10]. К числу таких геодинамических обстановок относится, по Л.П. Зоненшайну: островодужный тип зон или область сочленения "океанической" коры с "океанической" или

Таблица 1
Латеральная магматическая и металлогеническая зональность в различ
с дополнением)

Тип гео- динами- ческой обстанов- ки			Континентальная кора
			континентальная окраина (ископаемая миогеосинклиналь); мощность коры 30–40 км
	Тип магматизма и минерализации		
	толеитовый	известково-щелочной	
Острово- дужный	Толеитовый вулканизм протрузии гипербазитов. Медноколчеданные месторождения; сидерофильные металлогенические зоны (Cu)	Известково-щелочной вулканализм; андезитобазальты, габбро-плагиограниты. Медноколчеданные и полиметаллические месторождения (Cu, Pb, Zn). Халькофильные металлогенические зоны	Известково-щелочноймагматизм; тоналиты, батолиты гранодиоритов (Au, Fe, Cu). Халькофильно-литофильтные металлогенические зоны
Невадий- ский	Толеитовый вулканизм; протрузии гипербазитов. Медноколчеданные месторождения (Cu)	-	Известково-щелочноймагматизм; тоналиты, батолиты гранодиоритов (Au, Pb, Zn). Халькофильно-литофильтные металлогенические зоны
Андий- ский	Толеитовый вулканизм; протрузии гипербазитов (Cu)	-	Известково-щелочноймагматизм; батолиты гранитов и гранодиоритов. Меднопорфировые месторождения (Cu, Au, Mo). Халькофильно-литофильтные металлогенические зоны

Континентальная кора		Примеры
континент (орогенные структуры); мощность коры 50–60 км		

Тип магматизма и минерализации

	щелочной	район	возраст
	—	Курило–Камчатская островная дуга, Япония, Северная и Южная Америка – Анды, Кордильеры	Q
Известково–щелочной – магматизм; интрузии кварцевых монцонитов и гранитов (Cu, Mo). Халькофильно–литофильные металлогенические зоны	—	Современных аналогов нет. Северная и Южная Америка – Анды, Кордильеры	Mz(K–P ₂) ; Mz(J ₃ –P ₃)
Известково–щелочной Интрузии магматизм; интрузии стандарт–диорит–монцонитов (Pb, Zn, Mo). Халькофильно–литофильные металлогенические зоны	Щелочной магматизм; бимодальная серия (TR, Nb, Zr). Шелочные и литофильно–литиевых гранитов (Sn–W, Be). Литофильные металлогенические зоны	Северная и Южная Америка – Анды, Кордильеры. Восточная окраина Азии. Центрально–Азиатский пояс	Kz поздний Mzраний Kz Pz ₃

Таблица 1 (окончание)

Тип геодинамической обстановки	"Океаническая" кора (океанический бассейн, ископаемая эвгеосинклиналь; мощность коры 10* км)	"Переходная" кора (островная дуга, ископаемая эвгеоантеклиналь); мощность коры 20–30 км	Континентальная кора
	—Тип магматизма и минерализации		
	толеитовый	известково-щелочной	

Монголо-Охотский Толеитовый и известково-щелочной магматизм То же

* Мощность коры для современных структур.

Таблица 2

Структурное положение верхнепалеозойских металлогенических зон в

Геохимический тип	Магматизм, породы	Минерализация	Тип
			геосинклиналь
Халькофильно-халькофильная	Известково-щелочной; граниты, гранодиориты, базальты, липариты	Медно-колчеданная полиметаллическая (Bi, Cu, Zn, Pb)	Промежуточная
	Известково-щелочной вулканизм	Колчеданно-полиметаллическая (Pb, Zn)	То же

Сидерофильно-халькофильная Известково-щелочной; граниты, гранодиориты, базальты, липариты Медно-колчеданная полиметаллическая (Bi, Cu, Zn, Pb) Промежуточная

Известково-щелочной вулканизм Колчеданно-полиметаллическая (Pb, Zn) То же

Халькофильная Известково-щелочной и щелочной магматизм; граниты, гранодиориты, вулканиты Полиметаллическая (Pb, Au) Океаническая

Континентальная кора

континент (орогенные структуры); мощность коры 50-60 км

Примеры

Тип магматизма и минерализации

	щелочной	район	в возраст
Известково-щелочной магматизм; интрузии диорит-монцонитов. Сульфидно-оловянные месторождения (Sn, Pb, Zn). Халькофильно-литофильные металлогенические зоны	То же Шелочной магматизм; бимодальная серия (TR, Nb-Ta). Шелочные и литофильно-щелочные металлогенические зоны	Монголо-Охотский пояс Каифорнийский п-ов	Mz поздний Kz

западной части Центрально-Азиатского пояса

региональной структуры и коры

клинальные (дорудные)	орогенные (синхронные рудному процессу)		Примеры зон, в возраст
структура	кора	структура	
Гершинский хемиэвгеосинклинальный прогиб на каледонском фундаменте	Континентальная	Поднятие с небольшими впадинами	Рудно-Алтайская; C ₃ -P
Периферическая часть рифтогенной структуры на гершинском срединном массиве	То же	Впадина	Байсунская; C ₁ -Pz ₃ (?)
Гершинский эвгеосинклинальный прогиб	"	Прогиб	Зайсанская; C ₃ -P

Таблица 2 (окончание)

Геохимический тип	Магматизм, породы	Минерализация	Тип геосинклинальной коры
	Известково-щелочной; граниты, гранодиориты	То же (Pb, Zn)	Континентальная
	То же	Редкометальная в пегматитах и гидротермалитах, скарновая (W, Mo, акцессорный Be)	То же
Литофильно-халькофильная	Известково-щелочной; граниты, гранодиориты, аляскиты	Редкометальная в пегматитах, грейзенах (Pb, Zn, Bi, акцессорные Ta, Nb, Be, Li, Cs)	"
	Известково-щелочной; граниты, гранодиориты	Редкометальные гидротермалиты, скарны (Sn, W, Bi, Mo; акцессорные Ta, Nb)	"
Литофильная	Граниты, аляскиты	Редкометальные пегматиты, гидротермалиты (Sn, акцессорные Be, Li)	"
		Редкометальные пегматиты, гидротермалиты (Sn, акцессорные Be, Li, Ta, Cs)	"
Шелочная	Шелочные породы	Редкометальные альбититы (акцессорные TR, Ta, Nb, Zr)	Промежуточная
	То же	То же	Континентальная

"переходной"; невадийский и андийские типы (области сочленения "океанической коры" с "континентальной"); монголо-охотский тип (область сочленения "океанической" коры с "континентальной", осложненная трансформной зоной); гималайский тип (область сочленения "континентальной коры" с "континентальной"; табл. 1).

региональной структуры и коры			Примеры зон, возраст
клинальные (дорудные)	орогенные (синхронные рудному процессу)	структура	
структура	кора	структура	
Герцинский миогеосинклинальный прогиб на каледонском фундаменте	"	Поднятие	Ануйско-Цаганурская; Pz ₃
То же	"	"	Талицко-Монголо-Алтайская C ₃ -P
Каледонское обрамление герцинской геосинклинали	"	Дейтероорогенное поднятие	Каратай-Таласская, Макбал-Бурханская; C ₃ -P, Pz ₂
Герцинский миогеосинклинальный прогиб на дорифейском (?) фундаменте	"	Поднятие	Зеравшано-Гиссарская, Южно-Гиссарская, Алайская, Нуратинская; C ₃ -P
Герцинская миогеоантеклиналь на дорифейском (?) фундаменте	"	"	Гиссаро-Каратегинская, Туркестанская, Иныльчекская; C ₃ -P
Герцинская миогеоантеклиналь на каледонском (?) фундаменте	"	"	Приртышская (C ₃ -P)
Рифтогенная структура на каледонском фундаменте	"	Дейтероорогенное поднятие	Северо- и Южно-Иссыкульская (C ₃ -P)
Герцинские прогибы и геоантеклинали	"	Поднятие; зона, поперечная по отношению к геосинклинальным и орогенным структурам	Каратегин-Алайская (P)

Анализируя табл. 1, можно сделать вывод, что в рассуждениях сторонников концепции НГТ справедлив лишь вывод о закономерной изменчивости магматической и металлогенической зональности по отношению к положению зоны Беньофа и неправомерен вывод о независимости данной зональности от свойств "субстрата" и стадий-

ности в развитии земной коры. Из табл. 1 видно, что на характеристику отмеченных магматических зон влияют мощность земной коры, время ее геологической эволюции, а также положение в общей шкале геологического времени. Так, каждая из последующих геодинамических обстановок, показанных в табл. 1, как бы надстраивает другую и по набору магматических зон является более полной. При этом видно, что изменение геохимической характеристики каждой из выделенных геодинамических обстановок непосредственно связано с изменением мощности земной коры, т.е. субстрата. Так, островодужная обстановка парагенетически связана с корой "океанического" и "переходного" типов мощностью 10–30 км и характеризуется толеитовым и щелочноземельным магматизмом, сопровождающимся сидерофильно–халькофильной минерализацией; обстановка невадийского типа приурочена к континентальной окраине, обладающей сравнительно маломощной континентальной корой 30–40 км, характеризуется развитым щелочноземельным магматизмом с гранит–диоритовыми батолитами, сопровождающимися халькофильной минерализацией; обстановка андийского и монголо–охотского типов располагается преимущественно на континентальной коре, обладающей значительной мощностью – 50–60 км и более, характеризуется щелочноземельным магматизмом с ареалами редкометальных гранитов и литофильной минерализацией.

Изменение геохимической специализации области в ходе геологической эволюции земной коры (сравнимой с геосинклинальным развитием) видно на примере западной окраины Северо– и Южноамериканского континента. Здесь островодужный тип геодинамической обстановки с сидерофильно–халькофильной геохимической специализацией, существующий в раннем мезозое, в позднем мезозое сменяется невадийским типом обстановки с халькофильным геохимическим профилем, а в кайнозое – андийским типом обстановки с литофильно–халькофильной геохимической специализацией.

Роль временного фактора в размещении металлогенических зон (вне зависимости от типа геодинамической обстановки и тем более от расположения зон Беньофа) определяется четкой приуроченностью наиболее продуктивных редкометальных зон к определенным металлогеническим эпохам, каковыми в Центрально–Азиатском поясе, например, являются верхнерифейская, верхнекаменноугольно–permская и юрская [2]. Данный фактор имеет, видимо, более важное значение, чем процессы, связанные с геодинамикой вдоль активных границ литосферных плит.

Таковы наиболее общие замечания к использованию методики металлогенического анализа, базирующегося на концепции НГГ, которые следует учитывать при мелкомасштабных исследованиях. Остановимся теперь на более частных региональных металлогенических построениях, произведенных по различным методикам, вытекающим из названных ранее концепций, и дадим им сравнительную характеристику.

Рассмотрим металлогенические схемы для верхнепалеозойского

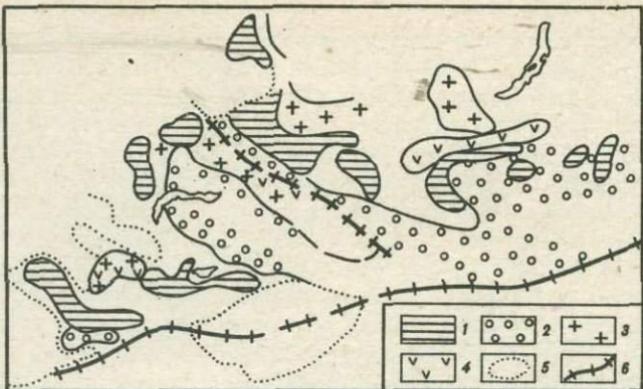


Рис. 1. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса для позднего карбона – ранней перми (по Л.П. Зоненшайну и др. [10], с упрощением)

Области распространения магматических пород: 1 – стандартные и литий-фтористые граниты; 2 – известково-щелочные вулканы и гранит-гранодиоритовые интрузии; 3 – агпайтовые граниты и щелочные породы; 4 – щелочные и бимодальные вулканы; 5 – границы платформерного чехла; 6 – области с корой океанического типа (примерное положение зон Беньофа)

времени западной части Центрально-Азиатского пояса, детально изученного в настоящее время (рис. 1, 2).

По данным палеотектонических реконструкций, проведенных Л.П. Зоненшайном и др. [10], в пределах названного региона в верхнекаменноугольно-пермское время выделяются два пояса с корой океанического типа – Зайсанский и Тяньшаньский. Первый выделен проблематично, ибо в данном районе ничего неизвестно об одновозрастных "океанических" (эвгеосинклинальных) образованиях. Второй – представляет реликт палеоТетиса. По мнению авторов этой схемы, с названными выше поясами связаны ископаемые зоны Заварышского–Беньофа, принадлежащие к геодинамическим обстановкам андийского типа, где очень четко проявлена магматическая и металлогеническая зональность с увеличением щелочности вглубь континента. От Зайсанского пояса с юго-запада на северо-восток выделяются (см. рис. 2): 1) Чарская зона известково-щелочного магматизма с гранит-диоритовыми и диоритовыми батолитами (абс. возраст 275–285 млн. лет) с золоторудной и медно-полиметаллической минерализацией; 2) зона щелочно-редкоземельного магматизма со стандартными и редкometальными гранитами (абс. возраст 275–290 млн. лет), сопровождающимися вольфрам-оловорудной минерализацией, охватывающая районы Горного и Монгольского Алтая и Западную Туву.

От Тяньшаньского пояса с юга на север выделяются: 1) зона гранит-гранодиоритовых батолитов (абс. возраст 280–290 млн.

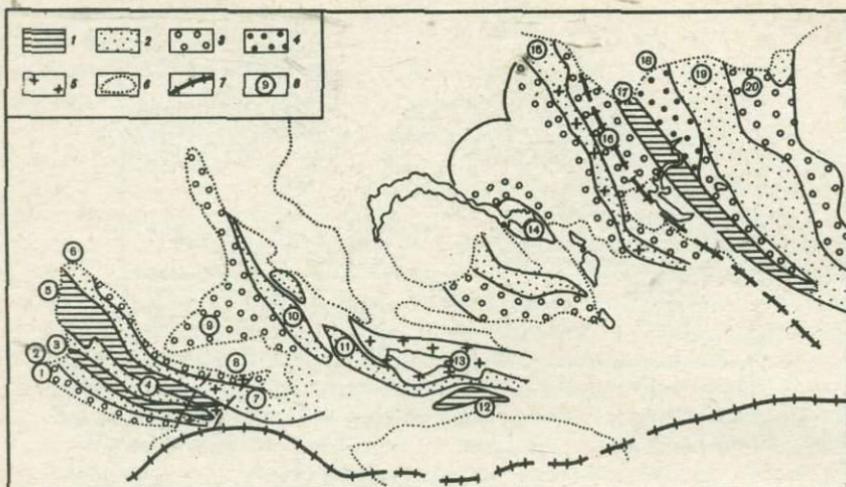


Рис. 2. Верхнепалеозойская (C_3-P) металлогеническая зональность западной части Центрально-Азиатского пояса

Геохимические типы металлогенических зон: 1 - лиофильные (3 - Гиссаро-Каратегинская, 5 - Туркестанская, 12 - Иньльчекская, 17 - Прииртышская); 2 - лиофильно-халькофильные (2 - Южно-Гиссарская, Мечетлинская, 4 - Зеравшано-Гиссарская, 6 - Нурутинская, 7 - Алайская, 10 - Карагатау-Таласская, 11 - Макбаль-Бурханская, 14 - Северо-Балханская, 15 - Аркалыкская, Дегелен-Ленинжольская, 19 - Талишко-Монголо-Алтайская); 3 - халькофильные (1 - Байсунская, 9 - Курамино-Чаткальская, 16 - Зайсанская, 20 - Ануйско-Цаганурская); 4 - халькофильно-сидерофильная (18 - Рудно-Алтайская); 5 - щелочные (8 - Каратегин-Алайская, 13 - Северно- и Южно-Иссыккульская); 6 - границы платформенного чехла; 7 - примерное положение зон Беньофа (по Л.П. Зоненшайну и др. [10]); 8 - цифры в кружках - названия металлогенических зон

лет) с более поздними гранитами стандартного типа (абс. возраст 270–292 млн. лет) с вольфрамовой минерализацией, охватывающая районы Гиссарского и Кокшельского хребтов; 2) зона с полями щелочных вулканитов, располагающаяся в пределах Бельтау-Кураминского района.

Данные схемы в целом отражают наблюдающуюся магматическую зональность, однако более детальный металлогенический анализ показывает, что они нуждаются в весьма существенных дополнениях.

По данным различных исследователей [9, 13, 14], в том числе и нашим¹ [3, 4, 6], в Зайсанском регионе к северо-востоку от Чарской зоны располагается Прииртышская лиофильная метал-

¹ Геохимические типы зон и типизация тектонических структур здесь и далее по нашим данным.

логеническая зона (см. рис. 2) с аляскитами и гранитами, сопровождающимися незначительной редкометальной минерализацией в пегматитах и гидротермальных. За ней следует Рудно-Алтайская сидерофильно-халькофильная зона с медно-колчеданным и полиметаллическим оруднением; затем вновь лиофильная (лиофильно-халькофильная). Талицко-Монголо-Алтайская зона с редкометальной и вольфрамовой минерализацией. Северо-восточнее располагается халькофильная Ануиско-Цаганурская зона с полиметаллической минерализацией. В пределах лиофильных зон развиты комплексы аляскитов и гранитов, характеризующихся повышенной концентрацией редких щелочных элементов [17]. В халькофильных зонах развиты комплексы гранитов и гранодиоритов. Каждый тип зон пространственно связан с определенным типом тектонической структуры (см. рис. 2, табл. 2).

В западной части Южного Тянь-Шаня к северу от предполагаемой зоны Беньофа, согласно представлениям многих геологов [1, 8, 15, 18], а также нашим данным [5, 7], выделяются: Байсунская халькофильная зона; Мечетлинская и Южно-Гиссарская лиофильно-халькофильные зоны; Гиссаро-Каратегинская лиофильная зона; Зеравшано-Гиссарская лиофильно-халькофильная зона; Туркестанская лиофильная зона; Нуратинская и Алайская лиофильно-халькофильные зоны; Кураминская халькофильная зона.

В восточной части Южного Тянь-Шаня, а также в пределах Срединного и Северного Тянь-Шаня с севера на юг выделяются: халькофильная зона, охватывающая районы Кокшаальского и Ферганского хребтов; Иныльчекская лиофильная зона; Карагатау-Таласская, Макбал-Бурханская лиофильно-халькофильные зоны; Южно- и Северо-Иссыккульская зоны – халькофильные со щелочным уклоном (см. рис. 2, табл. 2). В Тянь-Шане, как и в Зайсанском регионе, в лиофильных зонах развиты аляскиты и граниты с некоторой концентрацией редких щелочных элементов [17], а в халькофильных зонах – интрузии более основного состава. Зоны вытянуты согласно с общим простираем структур и параллельно предполагаемой зоне Беньофа. Исключение составляет Каратегин-Алайская щелочная зона в западной части Южного Тянь-Шаня, секущая вкrest простирания все структуры. Все названные металлогенические зоны пространственно приурочены к определенным типам тектонических структур.

Сравнение схем (см. рис. 1, 2) показывает, что в размещении металлогенических зон в западной части Центрально-Азиатского пояса отмечается парагенетическая связь как со структурными элементами, заимствованными из арсенала концепции НГТ, так и с элементами концепции Геосинклинального развития. В первом случае эта связь неясно выражена и лишь в общем виде отражает наблюдающуюся закономерность в размещении рудных зон, во втором – она четко проявлена. Видно, что, во-первых, металлогенические зоны хотя и располагаются в основном параллельно предполагаемой зоне Беньофа, однако однотипные зоны находятся от нее на различных расстояниях. Во-вторых, можно лишь в общем виде

наметить закономерное увеличение щелочности магматизма и изменение геохимии зон при удалении от зоны Беньофа в глубь континента. Зоны с различным геохимическим профилем и магматизмом не сменяют друг друга, как это предписывает концепция НГТ, а чередуются друг с другом. При этом щелочные зоны местами на-кладываются на все другие и не располагаются в тыловых частях редкометальных зон. В-третьих, определенные металлогенические зоны пространственно связаны с определенными типами тектонических структур, что противоречит основному выводу концепции НГТ о независимости зональности от субстрата. Общей закономерностью при этом является связь оруденения более литофильного геохимического профиля со структурой, испытавшей перед эпохой магмы и рудообразования более интенсивное и длительное воздымание, т.е. имевшей более длительный период активного формирования "си-алического" слоя коры в своих корнях.

Приведенный сравнительный металлогенический анализ приводит к двум следствиям:

1) в настоящее время неправомерна альтернативная позиция, учитывающая лишь одну из названных выше концепций (концепция НГТ или геосинклинальная), пока не найдена единая модель развития земной коры;

2) из двух существующих концепций при металлогенических исследованиях крупного, среднего и частично мелкого масштабов большее внимание следует уделять, как и раньше, классической геосинклинальной, ориентируясь на стадийность развития геосинклинальной системы и на те типы структуры, которые при этом возникают.

Опыт наших исследований показал, что для мелко- и среднемасштабной прогнозной оценки региона металлогенический анализ следует вести с применением формационного метода, последовательно выделяя и изучая:

1) наиболее продуктивные для того или иного типа минерализации металлогенические эпохи; 2) зоны сочленения "континентальной" и "переходной" коры с "океанической", являющиеся во многих случаях и особенно в неизученных районах отправным репером для латеральной металлогенической зональности; 3) тектонические структуры, различающиеся по составу и строению фундамента, характеру геосинклинального и орогенного развития и т.п., обращая особое внимание на орогенные структуры, так как именно с ними связаны наиболее продуктивные магматические формации; 4) редкометальные магматические формации (алекситовая, литиево-гранитовая, щелочно-гранитовая и др.) и связанные с ними месторождения, выделяя для каждого региона тип, имеющий наибольшую промышленную значимость; 5) региональные геохимические зоны, устанавливаемые при геохимической типализации рудных месторождений по методу В.В. Иванова [11], позволяющие зачастую более четко оконтурить соответствующую металлогеническую зону; 6) геофизические поля, дающие дополнительный материал при обосновлении рудоносных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р.Б., Литвиненко К.И., Афиногенова Л.Н. Эндогенная металлогенезия Центрального Таджикистана и Памира. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970, т. 9.
2. Булдаков В.В., Волочкович К.Л., Алтухов Е.Н. и др. Анализ геохимических факторов применительно к редкометальной металлогении (в печати).
3. Волочкович К.Л. Тектоническое положение Калба-Нарымской металлогенической зоны редкометальных пегматитов и гидротермалитов. – В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965.
4. Волочкович К.Л. Тектоническое положение редкометальных металлогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области. – В кн.: Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М.: Наука, 1967.
5. Волочкович К.Л. Редкометальная металлогеническая зональность Тянь-Шаня. – В кн.: Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании. М.: ИМГРЭ, 1976.
6. Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. Талицко-Монголо-Алайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964.
7. Волочкович К.Л., Гаврилин Р.Д., Ифантопуло Т.Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М.: Наука, 1973.
8. Гарьковец В.Г., Арапов Н.А., Баранов В.В. и др. Опыт металлогенного районирования Узбекистана на структурно-формационной основе. – В кн.: Металлогенезия Тянь-Шаня. Ташкент: Илим, 1968.
9. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. О закономерностях размещения полиметаллических и редкометальных зон и поясов. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1965, № 2/3.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогенез. М.: Недра, 1976.
11. Иванов В.В. О геохимической группировке рудных месторождений. – Докл. АН СССР, 1967, т. 164, № 4.
12. Ковалев А.А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. – Геол. руд. месторожд., 1972, № 5.
13. Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогенезии Горного Алтая. – Тр. ИГ и ГСО АН СССР, 1962, вып. 13.
14. Нехорошев В.П. Тектоника и металлогенезия Алтая и Калбы. М.: Госгеолиздат, 1951.
15. Синайский С.Д., Дорошенко Н.И., Буров В.Г. Оловянность советской части Тянь-Шаня. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970, т. 9.
16. Смирнов В.И. Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование. – Геол. руд. месторожд., 1974, № 1.
17. Тихомирова Н.И., Волочкович К.Л. Закономерности размещения гранитоидов с различной концентрацией редких щелочных металлов (Li, Rb, Cs) в палеозойских структурах Тянь-Шаня и Восточного Казахстана. – В кн.: Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании. М.: ИМГРЭ, 1976.
18. Шмулевич А.Д., Бабаев К.Л., Палей Л.З. и др. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970, т. 9.

19. Sawkins F.I. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. — J. geol., 1972, v. 80, N 4.
20. Sillitoe R.H. A plate tectonic model for origin of porphyry copper deposits. — Econ. Geol., 1972, N 67.
21. Sillitoe R.H. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83.
22. Guild P.W. Metallogeny and the new global tectonics. — Rept 24th Sess. I.G.C. Sect. 4, "Mineral Deposits". Montreal, 1972.

Г. А. Голева

РОЛЬ ВОДЫ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

На всех этапах геологического развития литосферы вода являлась основным катализатором и регулятором геохимических процессов, играя как созидающую, так и разрушительную роль. Эта разнонаправленность гидрогохимических процессов выражалась либо в стремлении системы "Вода - газ - порода - органическое вещество" к геохимическому равновесию, либо к нарушению геохимического равновесия.

В раскрытиях частях геологических структур, лишенных водоупорных экранов, вода наиболее интенсивно выщелачивает, перераспределяет и рассеивает химические элементы. В закрытых экранированных частях геологических структур, отличающихся замедленным водообменом, преобладают процессы концентрации элементов. Ведущее значение в растворении и осаждении химических элементов здесь приобретают термобарические и концентрационные градиенты.

Как показали региональные гидрогохимические исследования, формирование подземных металлоносных вод происходит в наиболее погруженных литологически и тектонически экранированных частях геологических структур. Перенос химических элементов здесь проекает преимущественно в жидкой фазе, и только в областях с активными процессами вулканизма в пределах гидротермических близповерхностных аномалий миграция химических элементов осуществляется в пароводяной фазе.

В табл. 1 кратко охарактеризованы основные факторы, обуславливающие накопление и длительное сохранение химических элементов в подземных водах и водовмещающих породах. При благоприятном сочетании этих факторов происходит формирование различных типов месторождений промышленно-ценных компонентов при участии и под воздействием подземных вод. Гидрогохимическая региональная зональность, выражавшаяся, как правило, в нарастании с глубиной общей концентрации хлоридных ионов, определяла распределение рудных и нерудных микрокомпонентов в геохимически связанный системе "вода - порода".

Таблица 1

Основные факторы накопления и сохранения рудных веществ в подземных водах и вмещающих породах

Факторы	Геологические и гидрогеологические структуры	
	артизанские бассейны платформенных впадин и внешних зон прогибов	водонапорные системы межгорных впадин и внутренних зон прогибов
Геолого-структурные	Глубоко погребенные структуры-ловушки в авлакогенах, рифтовых и поднадвиговых зонах. Экран соленосный или глинистый	Экранированные структурно и литологические зоны разрывных дислокаций (глубинные разломы, раздвоиги, сбросы и др.). Экран-лавы, флишевые образования и др.
Минералого-геохимические	Породы и минералы с активными ионно-обменными и сорбционными свойствами (углисто-глинистые, карбонатные, железистые, сульфатные, кремнистые и др.)	Гидротермально измененные с высокой сорбционной емкостью породы (кислые стекла, слюды, туфы, цеолиты, сланцы, кварциты и др.)
Гидродинамические	Замедленный водообмен; длительно функционирующие скрытые очаги разгрузки напорных металлоносных рассолов под экраном водоупорных отложений	Гидростатически экранированные зоны разломов, по которым разгружаются рудоносно-термальные воды с очагами скрытой разгрузки на подвижных геохимических барьерах
Гидрогеохимические	Смешение глубоких металлоносных рассолов с неглубокими сульфатными сероводородными или кислородсодержащими водами	Углекислые хлоридные термальные воды, в очагах разгрузки осаждающие разнообразный комплекс редких элементов
Геотермические	Аномальный геотермический режим, вследствие повышенной плотности тепловых потоков. В зонах перепада температур и давлений над водовыводящими разломами очаги осаждения рудных элементов из металлоносных рассолов	Гидрогеотермические аномалии в очагах длительной разгрузки углекислых трещинно-жильных термальных вод, обогащенных рудными элементами, накапливающимися в травертиновых железисто-карбонатных осадках

Некоторое влияние, особенно в глубинных зонах высоких температур и давлений, на геохимические и фильтрационные свойства подземных вод оказывали структурные особенности воды. Так, например, увеличение температур вызывало разрыв водородных связей в молекулах воды и уменьшение льдоподобных образований, что способствовало усилению проникающей способности воды во вмещающие породы. Как известно, инверсия физико-химических свойств воды происходит при температуре 600–650°C, что вызывает соответствующие изменения форм миграции растворенных компонентов. Так, например, труднорастворимые гидроокиси многих металлов ($Zn(OH)_2$, $Pb(OH)_2$, $Be(OH)_2$ и др.) в высокотермальных условиях становятся летучими без разложения. В очагах разгрузки подземных вод при понижении температуры и давления растворимость большинства комплексных соединений уменьшается и они осаждаются, образуя минеральные соединения, соответствующие, как правило, составу преобладавших в растворе форм.

Рудообразующая деятельность подземных вод выражается вначале в накоплении рудных элементов в водном растворе, отличающемся четко выраженным преобладанием соответствующего аниона-комплексообразователя. В приповерхностной зоне подземные воды приобретают более полинионный состав, определяющий характер гидротермальных изменений и минералообразующих включений. Единая геохимическая направленность эволюции состава всех этих природных соединений указывает на их генетическую связь и взаимообусловленность. Отмеченный [10] парадокс в характере развития метасоматической зональности, выражавшийся как в постепенной, так и в резкой смене минеральных парагенезисов, носящей непрерывно-прерывистый, одноуровневый и многоуровневый объемный вид, наблюдается и в формировании геохимической зональности подземных вод. Оба вида зональности определяются в конечном итоге одними и теми же геохимическими параметрами (pH , Eh , H_2S , O_2 и др.), направленное изменение которых и вызывает сходство эволюции водных и минеральных форм химических элементов.

Зона гипергенных процессов

Геохимические закономерности распределения химических элементов в зоне гипергенеза наиболее глубоко исследовались в процессе комплексного изучения зон окисления сульфидных месторождений, где зональность макро- и микрокомпонентов в подземных водах выражена наиболее контрастно [1,2]. Относительно источника рассеяния рудного вещества эта зональность в обобщенном виде имеет следующий вид.

Околорудная зона характеризуется развитием кислых сульфатных вод, в которых наиболее интенсивно накапливаются металлы, образующие легкорастворимые сульфатные соединения типа $MeHSO_4^+$,

MeSO_4^0 и свободные катионы (Cu^{2+} , Zn^{2+} , Pb^{2+} и др.). В результате соединения последних со свободными анионами серы образуются труднорастворимые сульфиды, осаждающиеся в виде соответствующих вторичных сульфидных минералов.

Промежуточная зона. На значительном расстоянии (100–200 м) от окисляющихся сульфидных залежей располагаются скопления новообразований (меди, цинка, железа, кадмия, серебра) сульфатного типа (халькантит, брошанит, госларит и др.) вследствие большой растворимости сульфатных соединений этих рудных элементов. Последовательность осаждения в значительной степени зависит от концентрации сульфатного иона. Так, при увеличении содержания последнего образование англезита обычно опережает осаждение халькантита. Накопление сульфатных ионов в кислой среде способствует коагуляции гидроокисей железа и, таким образом, соосаждению разнообразного комплекса рудных элементов (меди, цинка, свинца, ртути, серебра и др.).

Периферийная зона. В результате взаимодействия кислых сульфатных вод с вмещающими породами происходит их нейтрализация, которая сопровождается выделением свободной углекислоты, что приводит к образованию соответствующих газовых ореолов и зон карбонатизации над окисляющимися рудными телами. Преобладающими воднорастворимыми формами элементов становятся карбонатные, гидрокарбонатные, гидроксокомплексные (MeCO_3^0 , MeHCO_3^+ , Me(OH)_2^0) и в восстановительных условиях – гидросульфидные.

Переход в твердую фазу происходит при разных концентрационных значениях рудных элементов в зависимости от изменений многих геохимических параметров (Eh , pH , O_2 , CO_2 , H_2S и др.), температуры, состава сопутствующих компонентов в растворе, наличия и скорости образования различных центров кристаллизации, состава и количества воднорастворенных органических веществ. Ассоциация рудных элементов, соосаждающихся преимущественно в виде неорганических соединений, определяется в значительной степени близостью pH осаждения их гидроокисей (Zn(OH)_2 6,7–8,3; Cd(OH)_2 8–9,5; Fe(OH)_2 7,4–8,8) и произведением растворимости наименее растворимых соединений кальция (карбонатных, сульфатных), кремния и других макрокомпонентов солевого состава. Поэтому присутствующие в периферийной зоне водных ореолов рассеяния новообразования мирабилита, тенардита, галита, кальцита, гипса и кремнезема обычно обогащены рудными элементами [11]. В аридных районах в периферийной зоне ореолов окисляющихся рудных месторождений наиболее широко развиты, в соответствии с испарительной концепцией, хлоридные новообразования.

Вертикальная гидрогеохимическая зональность рудных, преимущественно сульфидных, полей в отличие от вышехарактеризованной горизонтальной зональности поверхностных и грунтовых потоков рассеяния рудных тел имеет следующий вид вверх по направлению движения напорных трещинных ореольных вод: нижняя окаторудная зона

Таблица 2

Обобщенные ряды зональности рудообразующих элементов в основных типах геохимических ореолов рудных месторождений

Типы и среда развития ореолов	Ряды зональности (рудное тело → ореол)	Литературный источник
<u>1. Гидрохимические</u> в грунтовых и поверхностных водах зоны гипергенеза	W—Be—Co—Bi—Au—Cd—Pb—As— [1,2] Sn—Hg—Ni—Cu—Mo—Ag—Zn (pH 5,5—7,5; Eh(+0,2)—(+0,4)B	
в трещинно-жильных термальных водах зоны катагенеза	Be—Co—Bi—Cu ¹⁺ —Au—Ni—Sn— Mo—Cu ²⁺ —Ag—W—Zn—Pb—Cd— Mn—Sb, As, F, B, Hg—Li, Rb, Cs (при pH 5,5—6,5; Eh < 0,9B)	[2,5]
<u>2. Литохимические</u> вторичные солевые в осадочных отложениях зоны гипергенеза	W—Be—Au—Bi—Co—Cd—Sn—Ni— [8, 9, 11] Cu—Pb—As—Mo—Ag—Zn—Ba—Mn (при pH 6,5—8,5)	
первичные в изверженных рудовмещающих породах	W—Be—Sn _K —Mo _I —Co—Ni, As _{ап} — [3, 7] Bi—Cu _x —Sn _{ст} —Au—Zn—Ag—Pb— Cd—Mo ₂ —Cu ₀ —As ₀ —Sb—Ba—Hg— Li—Rb, Cs	

Примечание. Индексы характеризуют основную водную или минералогическую форму нахождения данного элемента в геохимическом ореоле: Cu¹⁺, Cu²⁺ — в воде; ап — арсенопирит; б — блеклая руда; к — кассiterит; х — халькопирит; ст — станин.

карбонатизации и окварцевания сменяется приповерхностной (периферийной) зоной ярозитизации гидроокислов марганца и железа. На участках пересечения площадной и трещинной кор выветривания зона на галлуазитизации часто переходит в зону монтмориллонитизации. Такого типа вертикальная минералого-геохимическая зональность также обусловлена соответствующими изменениями состава глубоких вод по мере их восходящего движения к поверхности. Смена восстановительных и бескислородных условий миграции рудных элементов окислительными вызывает последовательное осаждение рудных элементов согласно изменениям устойчивости их преобладающих растворенных форм. Степень последующего преобразования осажденных минеральных соединений зависит в основном от характера и сил внутренних связей химических элементов, определяющих сохран-

ность данного соединения при переходе из одной фазы в другую. В случае разрушения этих связей под влиянием различных физико-химических процессов (неравномерная адсорбция ионов, окисление, дегазация, падение температуры, перекристаллизация, ионный обмен и др.) состав осажденных форм будет отличаться от исходных воднорастворенных форм. Но, как показали комплексные геохимические исследования водных и сорбционно-солевых ореолов рудных месторождений, в зонах их современного окисления преобладают процессы нормальной (безреакционной) кристаллизации, не вызывающие существенных отклонений состава новообразований от состава исходных растворенных соединений.

В обобщенном виде ряды зональности рудных элементов по отношению к основным источникам рассеяния рудного вещества охарактеризованы в табл. 2, из которой следует, что между зональностью водных и вторичных солевых ореолов нет принципиальных различий.

Зона гидротермальных процессов

Изучение геохимии термальных вод областей молодого и современного вулканизма показало наличие химической дифференциации рудных и сопутствующих микроэлементов в различных по газовому и солевому составу типах вод.

Ультракислые ($\text{pH} < 1$; $\text{Eh} > 0,9 \text{ В}$) хлоридные фумарольного генезиса парогидротермы, формирующиеся в результате растворения наиболее высокотемпературных галоидных экскальаций по сравнению с другими типами гидротерм, наиболее интенсивно обогащены хлоридными соединениями золота, анионами фтора, бора, катионами водорода. Температура этих вод выше 100°C .

Сернокислые ($\text{pH} > 1$; $\text{Eh} < 0,9 \text{ В}$) термальные ($50\text{--}100^{\circ}\text{C}$) гидросульфатары являются наиболее благоприятной средой для накопления меди, цинка, серебра, мышьяка, сурьмы, кадмия, ртути, железа, алюминия. По металлогенической специализации они, таким образом, идентичны кислым ореольным водам окисляющихся сульфидных месторождений в зоне гипергенеза, что свидетельствует о ведущей роли кислотно-щелочных свойств среды миграции рудного вещества и о подчиненном значении ее термобарических параметров. Влияние последних на подвижность рудных компонентов ограничивается комплексом элементов, обладающих повышенной летучестью в надkritических условиях. Наиболее характерными представителями этой группы являются ртуть, мышьяк, бор, бром, фтор, что и объясняет накопление этих элементов преимущественно в надрудной зоне эндогенных ореолов, отражающих последовательность осаждения рудных элементов из палеогидротермальных рудообразующих растворов.

Судя по геохимической дифференциации состава современных гидротерм в зависимости от пространственного соотношения с активными вулканическими очагами и идентичной эволюции состава поровых вод и минералообразующих газожидких включений [2], механизм

формирования древних рудоносных растворов можно с известным приближением реконструировать. С этих позиций охарактеризованный тип кислых фумарольных гидротерм, насыщенных сернистым и углекислым газами, отражает среду переноса, накопления и осаждения низко- и среднетемпературных сульфидообразующих рудных элементов.

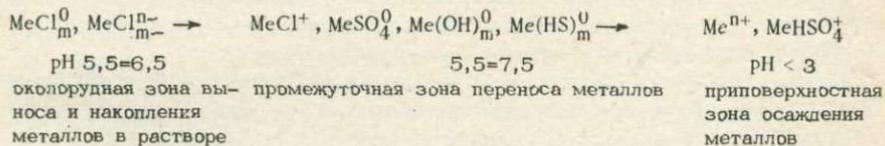
Более высокотемпературные мало- и несульфидные редкометального типа месторождения формировались, как следует из ассоциации рудных элементов, в результате накопления рудных элементов и последующего осаждения их из углекислых термальных вод хлоридного калиево-натриевого состава с pH 5,5–6,5. Формирование этих рудоносных гидротерм происходило на участках с высокой плотностью тепловых потоков, повышенной сейсмичностью и тектонической активностью, сопряженных с мощными проявлениями регионального и интрузивного метаморфизма, обусловившего выделение огромных количеств углекислоты из вмещающих пород. В наиболее тектонически нарушенных на глубине и экранированных с поверхности геологических структурах грабенового или антиклинального типов формировались углекислые рудоносные растворы, обогащенные редкими щелочными элементами, фтором, бором, германием, молибденом, вольфрамом, ниобием, tantalом, мышьяком, сурьмой. Гидростатически экранированный характер разгрузки этих вод являлся одним из главных условий для длительного накопления и сохранения рудных минералов от разрушения эрозионными процессами. Региональные гидрогеохимические исследования закономерностей распространения и формирования металлоносных углекислых вод показали, что древние очаги разгрузки вод, фиксируемые мощными напластованиями обогащенных металлами травертинов, пространственно тяготеют к месторождениям и рудопроявлениям золота, мышьяка, ртути, сурьмы и редких щелочных элементов. Наиболее крупные месторождения металлоносных углекислых хлоридных термальных вод располагаются в зоне сочленения горстовых поднятий или глубоко погребенных антиклинальных структур, пересекаемых глубинными разломами, с солеродными депрессиями (Вышковский рудный район и Солотвинская соленосная впадина; Азатаванское месторождение углекислых редкометаллоносных вод и Ереванский соленосный район). Наряду с соленосными отложениями для этих депрессий характерны также скопления углеводородов нефтяного типа, в виде примесей в растворенном углекислом газе. Общая минерализация подземных металлоносных рассолов углекислого типа превышает обычно 40–50 г/л. Относительно низкие величины окислительно-восстановительного потенциала (от +0,05 до -0,06 В) указывают на восстановительные условия формирования углекислых вод в гидрогеологически закрытых частях структур. Присутствие повышенных концентраций хлоридов кальция указывает на высокую степень метаморфизации катионного состава углекислых металлоносных рассолов в результате процессов ионного обмена с вмещающими осадочно-вулканогенными породами.

С ростом температуры до 300°C константы диссоциации комп-

лексных соединений металлов уменьшаются, что указывает на высокую устойчивость их не только в зоне гипергенеза, но и в условиях гидротермальных процессов. Состав геохимических барьеров, перемещающихся в направлении движения гидротермальных рудоносных рассолов (пример – отложение металлоносных травертинов, закупоривших водовыводящие трещины углекислых термальных вод в очагах разгрузки), идентичен составу геохимических барьеров зоны гипергенеза рудных месторождений. Это также доказывает подчиненную роль температуры в процессах осаждения рудных элементов по сравнению с процессами дегазации и изменениями кислотно-щелочных свойств среды их миграции.

Согласно общим термодинамическим представлениям [4, 6], внутреннее равновесие в гидротермальных растворах устанавливается быстрее, чем в холодных, так как скорости диссоциации и ассоциации комплексных соединений металлов с повышением температуры увеличиваются.

В отличие от кислых фумарольных терм с неустойчивым режимом серы при необычно высоких значениях окислительно-восстановительного потенциала преобладающими формами нахождения рудных элементов в глубоких слабо кислых хлоридных термах, ошелачивающихся в приповерхностной зоне вследствие дегазации углекислого растворенного газа, являются нейтральные и отрицательно заряженные комплексы металлов с хлоридными, фторидными, йодидными и бромидными анионами. Схематично эта инверсия зарядов комплексных соединений рудных элементов по направлению восходящего движения рудоносных гидротермальных растворов и обуславливающая ее эволюция их кислотно-щелочных свойств выглядит на примере катионогенных элементов¹ следующим образом:



Данная геохимическая направленность изменения форм переноса рудных элементов характерна для структур с рудными проявлениями, преимущественно сульфидного типа.

Накопление сульфидных минералов в различных геологических образованиях связано, как известно, с распадом комплексных соединений рудных элементов на участках открытых и погребенных очагов разгрузки глубоких металлоносных гидротерм в результате резкого изменения их кислотно-щелочных свойств, температуры и давления, а также процессов смешения с неглубокими сернокислыми

¹ Под катионогенными элементами (Ме – металл) подразумеваются элементы, мигрирующие в природных водах в основном в виде простых и комплексных катионов.

водами. В отличие от последних глубокие термальные воды имеют преимущественно хлоридный натриево-калиевый или натриево-кальциевый состав.

Расположение зоны сульфатных минералов ниже зоны сульфидных минералов объясняется наличием сульфатных комплексов рудных элементов в термальных водах, как это следует из состава глубоких гидротермальных систем (Больше-Банное месторождение сульфатных азотно-углекислых терм и др.).

В общем виде вертикальная геохимическая зональность современных гидротермальных систем характеризуется растянутостью нижней хлоридной зоны с преимущественно галогенидными формами миграции рудных и петрогенных элементов (MeCl^0 , MeCl^+ , MeCl_m^{n-} , MeF_m^{n-} и др.) и сжатостью верхних зон: карбонатной (MeCO_3^0 , $\text{Me}(\text{CO}_3)_m^{n-}$ и др.) и сульфатной (MeSO_4^0 , $\text{Me}(\text{SO}_4)_m^n$ и др.).

Вблизи активных вулканических очагов формы миграции и осаждения рудных элементов приобретают наиболее пестрый состав вследствие наложения вторичных окислительных гидрогеохимических процессов на первичные эруптивные и фумарольные проявления. По периферии вулканических активных аппаратов под экраном лавовых и спекшихся пепловых образований формируются высокотермальные хлоридные парогидротермы с повышенной относительно общей минерализации концентрацией (п-п-10 мг/л) лития, рубидия, цезия, бора, германия, фтора, марганца и других редких и тяжелых металлов. В случае малой геологической продолжительности функционирования и гидрогеологической раскрытиости гидротермальных систем преобладают процессы выноса и рассеяния рудных элементов.

Термальные металлоносные воды распространены и в межгорных депрессиях областей потухшего четвертичного вулканизма, где на участках их разгрузки, погребенных под покровом водоупорных образований, установлены силикатные палеогейзериты с рассеянной редкометальной минерализацией.

Во всех типах металлоносных гидротерм обнаружены устойчивые металлоорганические комплексы, составляющие значительную долю от валового содержания рудного элемента в термальной воде.

В зависимости от пространственной связи с активными магматическими очагами изменяются корреляционные связи рудных элементов с основными геохимическими параметрами среды миграции. Так, в кислых фумарольных термах, формирующихся в результате растворения вулканических экскаваций в поверхностных и неглубоких грунтовых водах, большинство рудных инерудных химических элементов имеют обратную связь с pH и прямую положительную связь с основными компонентами солевого состава (хлор, сульфаты, тиосульфаты) и температурой. Кационный состав этих парогидротерм формируется главным образом за счет процессов выщелачивания вмещающих вулканогенных пород. Наряду с легкорастворимыми солями натрия, магния и кальция из них выносится огромное количество железа, алюминия, фосфора и других элементов, достаточное для образования в конечных участках стока промышленных месторождений соответствующего состава.

В термальных водах, распространенных по периферии вулканических структур и формирующихся на больших глубинах, тесную положительную корреляционную связь с температурой и pH обнаруживают элементы, образующие легкорастворимые соединения в слабо кислой и щелочной среде (литий, рубидий, цезий, мышьяк, фтор, бор, вольфрам, молибден, германий), насыщенной углекислотой. Отрицательная корреляционная связь с кальцием и положительная – с хлором и калием отражают различия в растворимости и изоморфизме данной группы микроэлементов в природных термальных водах.

На максимальном удалении от вулканических структур формируют слабоминерализованные, не вскипающие у поверхности азотные щелочные термы с пониженными содержаниями микроэлементов, обусловленные гидрогеологической раскрытистью водовмещающих комплексов пород. В отличие от вышеописанных рудообразующих гидротерм они рассеивают рудную минерализацию, играя тем самым разрушительную роль в процессах рудообразования.

Сопоставление гидрогеохимической зональности водных ореолов рассеяния рудных элементов в зоне гипергенных и гидротермальных процессов показало, что наряду со сходством существуют и определенные различия. Так, например, подвижность свинца, вольфрама, кадмия в зоне гипергенеза значительно меньше, чем в зоне гидротермальных процессов, поэтому в ряду зональности эндогенных ореолов они накапливаются преимущественно в надрудной зоне, а в гипергенных ореолах солевого типа – в околоврудной.

Однаково высокой подвижностью в широком диапазоне температур обладают цинк, мышьяк, марганец, литий, рубидий, фтор, бор. Эти элементы образуют протяженные ореолы как в жидкой, так и в твердой фазах.

Менее контрастными свойствами миграции в разных термодинамических условиях отличаются медь, молибден, серебро, никель, олово. Значительно большее влияние на их положение в рядах зональности различных геохимических ореолов оказывают кислотно-щелочные свойства среды миграции и валентность элемента. Так, соединения двухвалентной меди являются наиболее растворимыми и подвижными в окислительных условиях с Eh выше 0,15 В, а одновалентной меди – в восстановительных с Eh ниже 0,15 В.

На близость стехиометрических соотношений рудных элементов в эндогенных ореолах и в термальных водных ореолах рудных месторождений указывает сходство их зональности.

В гидротермальной зоне платформенных впадин и прогибов, так же как и в горнокладчатых областях, протекают процессы рассеяния и концентрирования химических элементов. При этом преобладание того или иного процесса зависит от сочетания и геохимической направленности ряда факторов, среди которых главными являются палеогидрогеологические особенности развития данной структуры и степень раскрытия водоносного горизонта или его отдельных частей. Из двух генетических типов подземных вод (эндогенные и экзогенные) в водонапорных системах платформенного седиментационного типа

Таблица 3

Геохимическая классификация подземных вод, наиболее обобщен

Химический тип вод	Подтипы вод	$\frac{pH}{Eh, B}$
<u>Платформенные впадины и прогибы</u>		
I. Углеводородные слабоминерализованные (до 20 г/л) гидрокарбонатные щелочные воды натриевого типа	a) $\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na}$ б) $\text{HCO}_3-\text{CO}_3-\text{Na}$ в) $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$	<u>7,5-8,5</u> 0,1-0,2
II. Углеводородные рассолы метаморфизованного кальциевого и магниево-кальциевого типов	а) $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$ б) $\text{Cl}-\text{Ca}-\text{Na}$ в) $\text{Cl}-\text{Ca}-\text{Mg}$ г) $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Mg}-\text{Ca}$	<u>2,5-6,2</u> 0,2-0
III. Азотно-метановые рассолы (более 250 г/л) магниево-натриевого и калиевого типов	а) $\text{Cl}-\text{Mg}-\text{Na}$ б) $\text{Cl}-\text{K}-\text{Na}$ в) $\text{Cl}-\text{Mg}-\text{K}$	<u>5,5-6,5</u> 0,1-0,3
<u>Межгорные вулканические депрессии</u>		
IV. Азотно-углекислые слабоминерализованные (до 5 г/л) термы	а) $\text{Cl}-\text{Na}-\text{K}$ б) $\text{Cl}-\text{Na}$ в) $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$	<u>6,5-8,9</u> 0,01-0,15
V. Углекислые минерализованные (до 130 г/л субтермальные воды)	а) $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$ б) $\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na}$ в) $\text{Cl}-\text{Na}$ г) $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$	<u>5,5-6,5</u> 0,05-0,1

наиболее широко развиты экзогенные, не связанные с мантийными (ювенильными) процессами, которые в свою очередь разделяются на две группы: инфильтрационную и седиментогенную. В зависимости от конкретных геологического-структурных, палео- и современных гидрогеологических условий обе группы вод могут концентрировать химические элементы, образуя в благоприятных структурных условиях соответствующие типы месторождений полезных компонентов. Краткая характеристика их солевого, газового и микрокомпонентного состава приведена в табл. 3, из которой можно сделать выводы

ных рудными и сопутствующими микрокомпонентами

Температура, °C	Ассоциации наиболее интенсивно накапливающих- ся микрокомпонентов (мг/л)	Парагенетические типы месторождений полезных ископаемых
20-30	B, I, Mn (от п до п · 10 ³)	Верхняя гидрохимическая зона нефте-газоносных залежей со стратиформными месторождениями меди, цинка, свинца, марганца, ванадия и др.
40-200	Li, Pb, Cs, Sr, Ba, I, Br, B, P, Tl, Mn, Zn, Pb, Cu, Cd, Hg, Ni, Co (от п · 10 ⁻¹ до п · 10 ³)	Нижняя гидрохимическая зона нефтяных и газоконденсатных залежей
15-25	Rb, Li, Cs, I, Br, B, Zn, Pb, Cu (от п до п · 10 ²)	Калийные месторождения
100-270	Li, Rb, Cs, B, F, Ge, As, (от п до п · 10)	Рассеянная редкометальная минерализация
35-80	As, Sb, B, F, Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Ge, Hg, Mn (от п · 10 ⁻² до п · 10 ³)	Редкометальные, сурьмяно-рутные, мышьяковые, золоторудные, борные.

о наличии парагенетических связей металлоносных вод с соответствующими типами полезных ископаемых.

Первые три типа металлоносных вод формируются под экраном водоупорных глинистых или соленоносных отложений в глубоко погруженных частях нефтегазоносных и калиевоносных структур платформенных впадин и прогибов.

Четвертый и пятый типы термальных вод, как указывалось, распространены в горноскладчатых областях молодого и современного вулканизма. Главной геохимической особенностью металлоносных

вод седиментационных водонапорных систем платформенных впадин и прогибов, обуславливающих формирование месторождений стратиграфического типа, является значительно более высокая обогащенность (с учетом различий общей минерализации) йодом, бромом, стронцием, фосфором, марганцем, ванадием, барием, свинцом, цинком, кадмием, перием, скандием, лантаном.

Металлоносные углекислые воды водонапорных трещинных систем горноскладчатых областей отличаются более высокими концентрациями редких щелочных элементов, фтора, бора, мышьяка, сурьмы, ртути, германия, вольфрама, тантала и ниобия. Такая металлогеническая дифференциация микроэлементов в подземных водах хорошо согласуется с распространением соответствующих типов месторождений полезных ископаемых в горноскладчатых областях и платформенных впадинах.

Главную роль в накоплении рудных и сопутствующих микроэлементов первоначально играли испарительные процессы сгущения морской воды, сменившиеся в дальнейшем более продолжительными процессами подземного вышелачивания и ионного обмена с вмещающими породами в условиях повышенных температур и давлений. Тяжелые металлоносные рассолы концентрировались в литологически- и структурно-эккрапированных частях нефтегазоносных горизонтов.

Процесс накопления рудных элементов в глубоких подземных водах приводит в конечном итоге к их распределению в соотношениях, соответствующих их кларковым концентрациям: $\text{Sr} > \text{Li} > \text{Rb} > \text{Cs} > \text{Nb} > \text{Ta}; \text{Mn} > \text{Zn} > \text{Pb} > \text{Cu} > \text{Ni} > \text{Co}$.

Отношения рудных элементов с основными компонентами солевого состава отражают геохимическую направленность процессов. Так, в верхней гидрогеологически открытой части водоносных горизонтов, где преобладают процессы рассеяния химических элементов, отношения K/Rb , K/Li , K/Sr имеют самые высокие значения. В то же время в нижних гидрогеологически закрытых частях с квазистабильным режимом, где происходит накопление всех химических компонентов, эти отношения резко поникаются за счет интенсивного опережающего концентрирования рудных элементов.

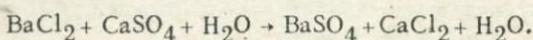
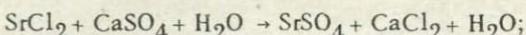
В том же направлении растет теснота и количество положительно коррелируемых рудных элементов с кальцием, магнием, хлором, бором, бромом, йодом и отрицательная связь с гидрокарбонатами и сульфатами.

Экстремально высокие количества рудных элементов тяготеют к зонам глубинных разломов, где происходили наиболее интенсивное уплотнение и отложение металлоносных поровых вод. В зоне смешения металлоносных рассолов с сероводородными сульфатными водами осаждались трудно растворимые сульфатные и сульфидные соединения стронция, бария, свинца, цинка и других металлов. Эволюция минерального-геохимических форм нахождения химических элементов в породах определялась направленностью изменения их водных форм во времени и пространстве.

Наиболее отчетливо эта геохимическая закономерность проявилась

лась в зональности глубоких нефтегазоносных тектонических впадин древних платформ. К верхней гидрогеохимической зоне распространения азотно-кислородных преимущественно гидрокарбонатных вод здесь приурочены стратиформные месторождения марганца и ванадия. Основными формами накопления в водной фазе этих элементов являлись гидроксокомплексные ($Mn(OH)^+$, $V(OH)^{2+}$ и др.) и карбонатные соединения ($MnCO_3^0$ и др.), а в твердой соответственно: $Mn(OH)_2$, $MnCO_3$, MnO_2 , V_2O_4 .

Ниже в зоне смешения сульфатных слабоминерализованных вод с металлоносными углеводородными рассолами формировались месторождения целестина и барита по схеме:



В этой же гидрогеохимической зоне на участках формирования сульфатных сероводородных вод в результате биогенной сульфатредукции и последующего окисления сероводорода тионовыми бактериями и анионами кислорода (O^{2-}) образовались месторождения серы и полиметаллов (Предкарпатский сероносный район и Трускавецкое месторождение полиметаллов, Гаурдакское месторождение серы и др.). Последние тяготеют к очагам разгрузки углеводородных металлоносных рассолов нефтяного типа в вышележащие горизонты сульфатных, азотных и сероводородно-гидросульфидных вод.

Как показало комплексное геохимическое опробование водоносных горизонтов и вмещающих пород глубоко прогребенных нефтегазоносных структур, глинистые водоупорные толщи пород, экранирующие горизонты термальных металлоносных рассолов, обогащены разнообразным комплексом рудных элементов (литий, рубидий, цезий, свинец, цинк и др.). Их максимальные концентрации обнаружены в глинистых минералах гидрослюдистого состава, обладающих наименьшей способностью к разбуханию, что обуславливает сохранение в них металлоносных поровых растворов, несмотря на интенсивное отжатие под давлением вышележащих пород. Количество присутствующих в поровых растворах металлов положительно коррелирует с их общей минерализацией, содержаниями калия, кальция и хлора.

Заключение

Изучение роли подземных вод в геохимических процессах рассеяния и накопления рудных и сопутствующих микрокомпонентов позволяет углубить наши представления о природе рудо- и ореолообразования, а также выявить характер взаимосвязи между закономерностями распределения химических элементов в системе вода – порода – газ – органическое вещество.

Несмотря на общую неравновесность, отдельные части этой системы стремятся к равновесию, что дает возможность по составу

воднорастворенных форм химических элементов прогнозировать примерный состав минералогических форм.

Важную роль в процессах выщелачивания, переноса и осаждении рудных элементов, помимо неорганических окислителей, играют определенные группы органических веществ и микроорганизмов. Устойчивые в широком диапазоне температуры и давления металлоорганические комплексы значительно повышают их миграционную способность.

Геохимическая зональность распределения рудных элементов в зоне гипергенеза и катагенеза определяется главным образом изменениями кислотно-щелочных свойств среды миграции, ее окислительно-восстановительного потенциала и растворимостью образующихся комплексных соединений. Состав последних определяется в водной среде главным образом составом и концентрацией анионов: Cl^- , CO_3^{2-} , HCO_3^- , OH^- , HS^- , SO_4^{2-} , HSO_4^- и др.

Установленное сходство рядов зональности геохимических ореолов в зоне гипергенных и гидротермальных процессов для большинства рудообразующих элементов обусловлено устойчивостью их комплексных соединений в интервале 25–300°C и химическим сродством геохимических барьеров, среди которых наиболее распространеными являются: железистый, марганцевый, карбонатный, сульфатный, кремнекислый, органогенный и биогенный.

Наиболее благоприятными гидрохимическими средами для накопления рудообразующих элементов являются: сильно кислая (рН менее 3) и сильно щелочная (рН более 8), а для осаждения – околонейтральная, не содержащая повышенных количеств свободной углекислоты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голева Г.А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М.: Недра, 1968.
2. Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977.
3. Григорян С.В. Геохимические методы при поисках рудных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1974.
4. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973.
5. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973.
6. Маракушев А.А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты. – Вестн. МГУ, 1970, № 5.
7. Овчинников Л.Н., Григорян С.В., Баранов Э.Н. Зональность первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений и их поисковое значение. – Геол. и разв., 1973, № 10.
8. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972.
9. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975.

10. Поступов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973.
11. Читаева Н.А., Голева Г.А. Особенности геохимии цинка в зоне гипергенеза рудных месторождений и вероятные формы его переноса в подземных водах. - Сов. геол., 1972, № 1.

В. С. Павленко

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И МЕХАНИЗМЫ МАССООБМЕНА – МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНОГО ПАЛИНГЕНЕЗА

Важнейшими геохимическими задачами палингенеза в различных минеральных фациях и формациях гранитоидов являются следующие.

1. Поэлементная количественная характеристика интенсивностей основных геохимических механизмов гранитообразования: домагматического редкометального метасоматоза, палингенной автолизии – редкометальной базификации, редкометальной эволюции гомогенного расплава, привноса, выноса, наследования палингенными расплавами и захвата шлирами редких элементов¹ из метасоматитов.

2. Установление генерализованных рядов миграционной способности р.э.

3. Выявление генетической связи петрогенных и р.э. и оценка ее роли в геохимии палингенеза.

4. Выявление редкометального массообмена матрица (исходная порода) – очаг палингенеза – гранулит–базитовый слой.

5. Реставрация количественных геохимических механизмов (механизмов металлоносности), создающих определенные, характеристические содержания р.э. в различных минеральных и генетических фациях гранитоидов.

6. Сопоставление петрогенетических и редкометальных механизмов массообмена–металлоносности палингенеза и анализ их эволюции во времени.

Решение перечисленных задач позволит перейти к металлогеническому анализу палингенеза, оценить рудогенерирующие возможности коровых гранитоидов, разработать геолого-геохимические критерии поисков их наиболее перспективных разновидностей.

Ответы на поставленные вопросы позволяет получить наиболее мощный метод геохимического исследования – метод геохимических моделей палингенеза. Методологической основой его является петролого-петрохимическая модель процесса, методической – служит анализ детерминированных геохимических разрезов [12]. Петролого-петрохимическая модель, включающая: а) разработку генерализо-

¹ Далее в тексте всюду сокращенно р.э.

ванной (обобщенной) петрогенетической схемы процесса (на примере автохтонных гранитоидов Западной Монголии), б) создание на этой базе его теоретического петрохимического эквивалента, в) сравнение последнего с реальными аналитическими данными, состоит из системы тезисов [9–11, 14].

1. Палингенные гранитоиды Западной Монголии принадлежат трем петролого-тектоническим (минеральным) формациям (генерациям), маркирующим последовательные этапы развития коры и соответствующие им структуры. Гранитоиды геосинклинальной (позднегеосинклинальной) габбро–диорит–плагиогранитной формации (амфиболовые габбро, диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты и др.) образуются на коре океанического или промежуточного типов [15]. Развитие моногеосинклинальной гранодиоритовой (автомикроклинизованных плагиогранитов) формации происходит синхронно терригенному осадконакоплению в Дэлюю–Юстыдском моногеосинклинальном прогибе. Орогенная гранитная–щелочногранитоидная формация (нормальные, моно– и двуполевошпатовые субшелочные, щелочные граниты и плагиосиениты) фиксирует этап горообразования. Перечисленные в составах формаций петрографические типы гранитоидов являются минеральными фациями кислотности–щелочности и температуры; их набор отражает литологическую обстановку в областях гранитообразования.

2. Петролого-тектонические формации – вневременные категории. Гранитообразование в любой из них происходит на значительной территории неодновременно, образуя параллельное латеральное возрастное скольжение. На участках, где оно сменяется непараллельным, формируются долгоживущие геохронологические валы и купола.

3. В процессах палингенеза, протекающих в интервалах условий определенных минеральных фаций, выделяются несколько последовательных стадий (генетических фаций или фаций пространства–времени): а) домагматический метасоматоз матриц; б) анатектическое плавление метасоматитов (метагранитоидов) с образованием каш – смесей реликтовых порфиробласт метасоматитов и анатектических аплитов; в) гомогенизация каш, приводящая к появлению крупно-, равномернозернистых автохтонных нерасщепленных гранитоидов.

4. На стадии домагматического метасоматоза возникает колонка зон [6]; одна из последних, располагающаяся в центральной части колонки, обладает наиболее многоминеральной (анхиэвтектической) композицией [13]. Соотношение скоростей разрастания метасоматической колонки и движения изограды температуры анатектического плавления определяет термодинамические типы палингенеза: регressiveкий, если редуцированная колонка развивается в породах, нагретых выше эвтектической температуры, и прогрессивный, если до температуры плавления нагревается полностью сформированная колонка.

5. Использование петрохимических моделей палингенеза позволило установить дифференциальную подвижность петрогенных компонентов; привести поэлементную количественную характеристику интенсивности домагматического метасоматоза, привноса, выноса, наследования компонентов гомогенными расплавами и захвата их шлира-

ми из метасоматитов; количественно оценить степень нагрева матриц по отношению к температурам различных гранитоидных эвтектик [11]. В результате показано, что разнообразные автохтонные гранитоиды Западной Монголии возникли при полифациальном палингенезе, протекающем в условиях различной кислотности-щелочности и накладывающемся на нагретые в различной степени матрицы различного состава. Соответственно, минеральные парагенезисы гранитоидов описываются трехмерной пучковой диаграммой в координатах $\mu K_2O - \mu Na_2O - \Delta t$, сечение $\mu K_2O - \mu Na_2O$ которой представляет собой гранитоидный пучок Д.С. Коржинского (совокупность минеральных фаз кислотности-щелочности [4, 7]), а значения Δt отражают степень перегретости матриц по отношению к температурам различных гранитоидных эвтектик (совокупность минеральных фаз перегретости [11]).

6. Сделано предположение, что при палингенезе осуществляется петрогенный массообмен между гнейсо-гранитным и гранулит-базитовым (базальтовым) слоями континентальной коры. Растворы, инициирующие коровье гранитообразование, приобретают существенно сиалическую специализацию при реакциях моновариантных переходов низких метаморфических фаз к фациям высоких t° и Р по мере увеличения мощности гранулит-базитового слоя. Преимущественно мафическое вещество матриц захватывается автохтонными палингенимыми расплавами в виде твердых и тяжелых меланократовых шлиров, и, опускаясь на дно магматических камер, сверху наращивает гранулит-базитовый слой. В последовательных генерациях гранитоидов от геосинклинальной к моногеосинклинальной и орогенной формации установлена закономерная эволюция катионной специализации растворов-инициаторов гранитообразования и состава захваченных шлиров: $Na, Al, Si \rightarrow Na, K, Si, Al \rightarrow K, Si, Na$ — для привнесенных элементов и $Fe, Mg, Ca, K \rightarrow Mg, Fe, Ca \rightarrow Mg, Ca, Fe, Al$ — для захваченных. В этом же направлении увеличивается интенсивность массообмена гранитоидный палингенез \rightleftharpoons гранулит-базитовый слой. Петрогенный массообмен корового гранитообразования регулируется двумя независимыми факторами: строением домагматических метасоматических колонок (дифференциальной подвижностью петрогенных компонентов) и степенью перегрева матриц по отношению к различным гранитоидным эвтектикам.

7. С помощью предложенного метода геохимических разрезов установлено три типа волнообразного распределения р.э. в последовательных генетических фациях палингенных серий: А — тип, характеризующийся монотонным возрастанием содержаний р.э. от матрицы через домагматические метасоматиты к магматогенным (анатектики, каши, нерасщепленные гранитоиды) фациям; В — тип с выраженным максимумом содержаний в метагранитоидах¹ или матрицах; С — тип, являющийся комбинацией двух первых.

¹ Вызывается действием механизма палингенной автолизии-редкометальной базификации, заключающейся в очистке анатектического расплава на фронте магматического замещения от р.э., их переносе и осаждении в зоне домагматического метасоматоза [10, 12].

Изложенная петролого-петрохимическая модель является основой для разработки геохимической модели палингенеза — системы априорных тезисов, однозначно прогнозирующих поведение р.э. в этом процессе. Сравнение априорной геохимической модели с реальными аналитическими данными позволяет а) оценить корректность этих данных и используемой петролого-петрохимической модели, б) конкретизировать и выявить специфику геохимии палингена гранитообразования в различных минеральных фациях и формациях гранитоидов; в) привести количественную геохимическую характеристику этих процессов.

Геохимия домагматического метасоматоза и гомогенизации наш. Геохимические типы распределения редких элементов, их источники и миграционная способность

Закономерности распределения р.э. в домагматических метасоматитах¹ должны рассматриваться как результат интерференции двух независимых факторов: миграционной способности р.э., определяющей их концентрацию в каждом конкретном сечении метасоматической колонки, и дифференциальной подвижности петрогенных компонентов, задающей породообразующий минеральный состав этого сечения, т.е. обес печивающей определенные возможности рассеяния — концентрации р.э. (и соответственно их валовые содержания).

Другими словами, между петрогенными и р.э. должна наблюдаться корреляция, усиливающаяся по мере возрастания изоморфной емкости соответствующего породообразующего минерала в отношении этого р.э. и увеличения концентрации его в метасоматическом растворе. В силу эффекта бародиффузии [1] последняя меняется волнообразно [10].

Следовательно, попарно оценивая силу корреляционных связей: конкретный р.э. — петрогенные элементы, можно установить зоны метасоматической колонки, где валовые содержания р.э. достигают максимума. Это означает, что подобно петрогенным, возможна дискриминация р.э. на привносимые, выносимые, захваченные и унаследованные.

Основой статистического геохимического анализа палингенеза являются поэлементные графики (рис. 1–3)², ординатами которых являются средние содержания р.э. в последовательных генетических фациях

¹ При близко-кларковых содержаниях, когда подавляющая часть мас-сы р.э. находится в рассеянной форме.

² В связи с недостатком объема приводится только три графика из 11, использованных при составлении табл. 1, 2. Поэтому же не даны средние содержания р.э. и не обсуждаются конкретные методические приемы, позволяющие получить количественные характеристики домагматического редкометального метасоматоза, бародиффузии, привноса, выноса и т.д. р.э.

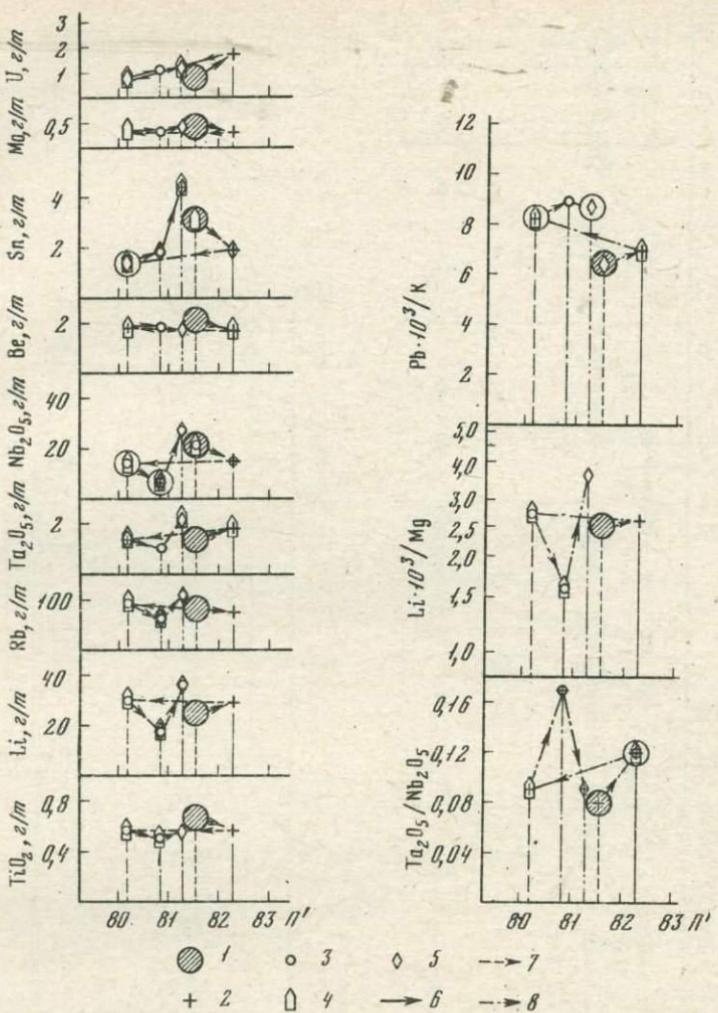


Рис. 1. Поэлементная геохимическая эволюция в процессах палин-генеза геосинклинальных гранодиоритов.

Средние содержания редких элементов (в г/т): 1 - в матрицах, 2 - метагранитоидах, 3 - анатектических выплавках, 4 - кашах, 5 - нерасщепленных магматических гранитоидах; 6-8 - направление геохимической эволюции: 6 - прогрессивных, 7 - регрессивных р.э., 8 - геохимических пар

Генетические фации, с которыми по среднему содержанию р.э. данная фация (жирный значок) значимо различается, изображены вокруг или внутри последнего тонкими линиями; Π' - средние значения петрохимического параметра

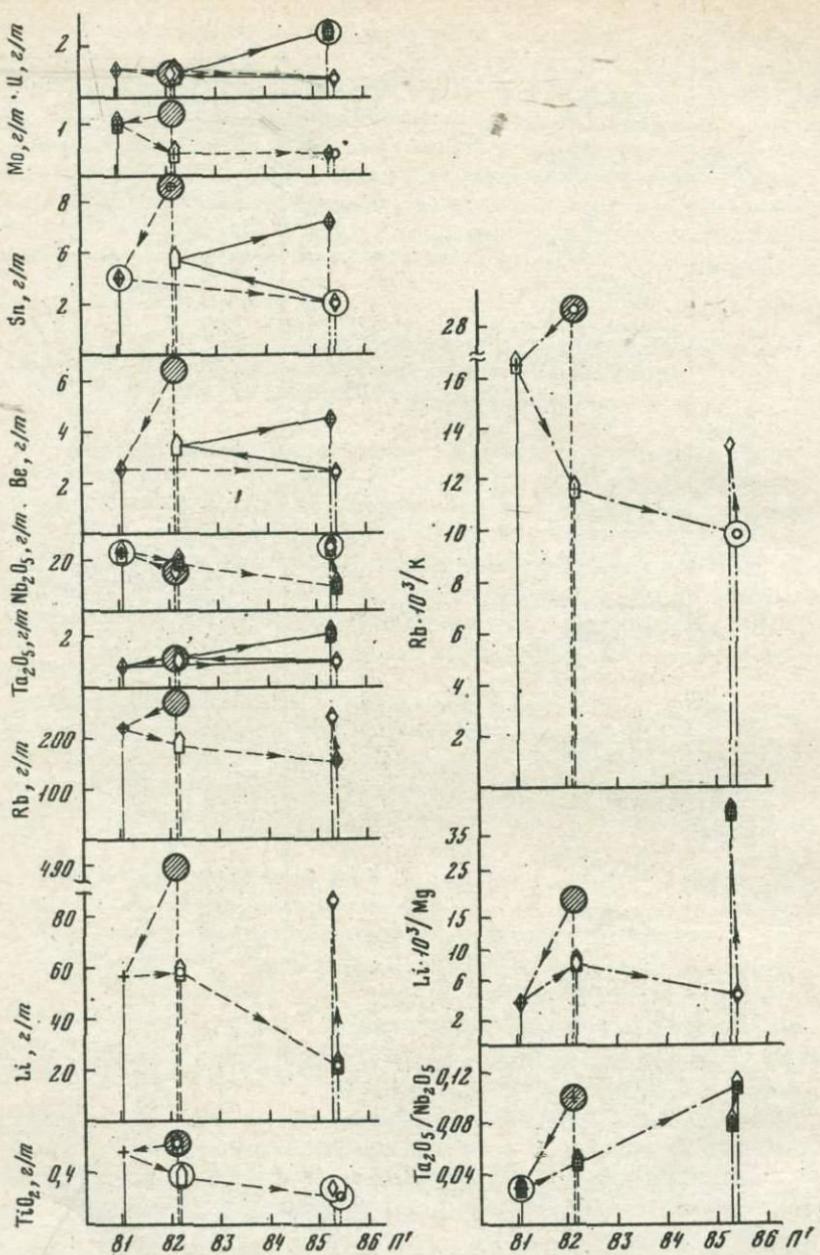


Рис. 2. Поэлементная геохимическая эволюция в процессах палингенеза моногеосинклинальных автомикролитизированных плагиогранитов

Усл. обозначения те же, что и на рис. 1

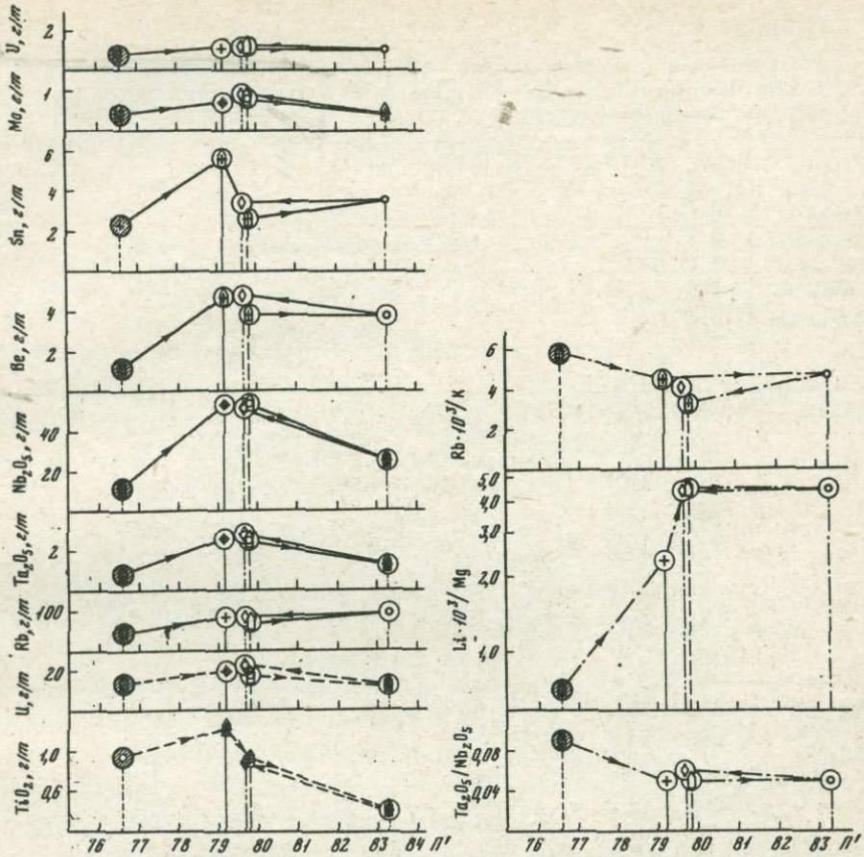


Рис. 3. Поэлементная геохимическая эволюция в процессах палингенеза орогенных плагиосиенитов

Усл. обозначения те же, что и на рис. 1

гранитоидов, а абсциссами – средние значения в них петрохимического параметра П' [11]. Сравнение средних содержаний р.э. производится с помощью коэффициента вариации V [16]. В зависимости от того, в какой генетической фазе отмечается максимум содержаний р.э., конкретизируется А-, В- или С-геохимический тип распределения р.э. в палингенезе.

Суммарная величина различий средних содержаний р.э. между матрицей и метасоматитом и метасоматитом и анатектитом может служить количественной мерой интенсивности домагматического редкометального метасоматоза и палингена автолизи – рецометальной базификации в отношении этого р.э. и будет отражать его миграционную способность (табл. 1). Последнюю, следовательно, можно оценить двумя независимыми путями: количественно, ис-

Таблица 1

Геохимические формулы процессов палингенного гранитообразования в различных минеральных фациях и петролого-тектонических формациях гранитоидов Западной Монголии

Минеральные фации и петролого-тектонические формации	Геохимические характеристики	Геохимические формулы		
		1	2	3
Габбро				
	ΔN	15,9 = - Li _(10,9) ⁺ Mo _(9,1) ⁺ Ta _(7,7) ⁺ Ti _(6,6) ⁻ Sn _(2,0) ⁻ Nb _{-20,4}		
	ΔR	278,4 = ± Be _(103,4) [±] U _(53,8) ⁺ Ta _(52,6) ⁺ Mo _(40,0) ⁻ Rb _(28,6)		
	ΔC _r	67,1 = Ti _(26,1) Mo _(-20,0) Be _(+16,7) Li _(+4,0) Rb _(+0,3)		
	+ΔM	32,9 = Ti _(25,5) Ta _(7,7) Rb _(-0,3)		
	*ΔM	33,8 = Sn _(14,9) Ta _(12,5) Nb _(6,4)		
	°ΔM	151,5 = Be _(51,7) U _(30,0) Nb _(20,0) Rb _(18,6) Sn _(16,9) Ta _(14,3)		
	-ΔM	25,3 = Li _(25,3)		
	P.M.C.	Li, Ti, Sn, Nb, Rb, Mo, Ta, U, Be		
Апоэффузивный диорит				
	ΔN	58,6 = + Sn _{57,3} ⁺ Rb _(16,3) ⁺ Ta _(7,7) ⁺ Li _(-3,1) ⁻ Ti _(-5,0) ⁻ Nb _(-14,6)		
	ΔR	159,5 = + Ta _{88,0} ⁺ Rb _(31,4) [±] U _(22,2) ⁺ Mo _(11,1) ⁺ Be _(6,8)		
	ΔC _r	163,9 = Li _(73,4) Nb _(44,9) Sn _(28,9) Mo _(-11,1) Be _(-3,7) Ti _(-1,9)		
	+ΔM	123,4 = Sn _{30,1} Li _(30,0) Nb _(26,3) Rb _(16,3) Mo _(11,1) Ta _(7,7) Ti _(1,9)		
	*ΔM	0		
	°ΔM	0		
	-ΔM	58,5 = Sn _{33,3} Nb _(18,2) Ti _(7,3)		
	P.M.C.	Sn, Li, Be, Nb, Rb, Ti, Mo, U, Ta		
Апосланцевый диорит				
	ΔN	72,5 = + Sn _{48,0} ⁺ Be _(13,3) ⁺ Li _(10,0) ⁺ Ti _(8,4) ⁻ Nb _(-0,3) ⁻ Rb _(-6,9)		
	ΔR	111,9 = - Ta _{56,5} [±] U _(22,2) [±] Mo _(22,2) ⁺ Ti _(11,1)		
	ΔC _r	152,2 = Li _(73,4) Nb _(44,9) Sn _(28,9) Be _(+3,7) Ti _(+1,3)		
	+ΔM	92,2 = Sn _{30,1} Nb _(26,3) Li _(26,1) Ti _(9,7)		
	*ΔM	11,1 = Mo _(11,1)		
	°ΔM	66,8 = Ta _{44,0} U _{11,1} Rb _(8,3) Be _(3,4)		
	-ΔM	88,4 = Nb _{31,4} Sn _(24,0) Be _(16,7) Rb _(13,4) Li _(2,9)		
	P.M.C.	Sn, Be, Li, Nb, Rb, Ti, Mo, U, Ta		
Гранатоидит				
	ΔN	38,7 = + U _(15,8) ⁺ Be _(13,3) ⁺ Sn _(8,9) ⁻ Ti _(0,7)		
	ΔR	289,8 = - Nb _{78,3} ⁻ Li _{55,5} ⁻ Ta _(55,5) ⁻ Rb _{43,4} ⁺ U _(42,8) ⁺ Mo _(14,3)		
	ΔC _r	96,1 = Sn _{-51,7} U _{44,4}		
	+ΔM	70,3 = Sn _{51,7} U _(15,8) Be _(2,8)		

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3
*ΔM	188,8 = Nb _{65,1} Li _{38,0} Ta _(35,5) Rb _{28,4} Mo _(14,3) Ti _(7,5)	
°ΔM	0	
-ΔM	54,8 = Sn _{37,8} Be _(10,5) Ti _(6,5)	
P.M.C.	Be, Sn, Ti, Mo, U, Rb, Ta, Li, Nb	
Плагиогра- нит	ΔN ΔR ΔC _r +ΔM *ΔM °ΔM -ΔM P.M.C.	90,2 = +Li _{49,9} +Ta _{33,4} +Sn _{31,3} -Ti _(23,0) -Nb _(-1,0) -Rb _{-4,8} Be _(-8,3) +Mo _{-33,3} 96,8 = ±U _{96,8} 232,5 = Nb _{47,6} Be _{42,4} Li _{-37,1} Sn _{28,0} Mo _(24,4) Ti _{20,3} Ta _{+20,1} Rb _{-12,6} 128,3 = Li _{29,8} Mo _(27,3) Nb _{20,0} Ta _(20,0) Sn _{18,6} Rb _(12,6) 5,9 = U _(5,9) 46,0 = U _{46,0} 155,7 = Be _{40,0} Ti _{34,0} Li _(28,2) Nb _{19,3} Ta _{16,7} Sn _(12,7) Rb _{4,8} Li, Ta, Sn, Ti, Nb, Rb, Be, Mo, U
Гранит	ΔN ΔR ΔC _r +ΔM *ΔM °ΔM -ΔM P.M.C.	-18,5 = +Be _{20,0} U _(15,8) +Sn _(14,8) +Rb _(0,9) -Ta _(-7,7) -Ti _(-23,3) - Nb _{-39,0} 118,0 = +U _(48,2) -Li _(47,6) +Mo _(22,2) 186,9 = Nb _(52,9) Ta _(39,3) U _(+35,3) Sn _(33,7) Be _(+16,7) Rb _(+9,0) 179,4 = U _{48,4} Rb _{23,7} Sn _(27,0) Be _{20,1} Nb _(35,2) Ta _(25,0) 35,1 = Li _(29,2) Ti _{5,9} 66,3 = Ti _{56,6} Li _(9,7) 82,0 = Nb _{39,4} Be _{20,1} Sn _(14,8) Ta _(7,7) Be, Sn, Rb, Ta, Mo, Ti, U, Nb, Li
Нормаль- ный гранит	ΔN ΔR ΔC _r +ΔM *ΔM °ΔM -ΔM P.M.C.	21,8 = +Rb _{25,6} +Nb _(15,1) +Sn _(8,7) +U _(-4,9) +Ta _(-7,3) +Be _{-15,4} 197,4 = -Li _{70,2} -Ti _{66,8} +Mo _(40,0) +Nb _(20,4) 63,4 = Sn _(22,2) Ta _(-16,0) Rb _{14,4} Be _(+6,3) U _(+4,5) 130,4 = Rb _{34,1} Ta _{28,9} Be _{25,0} Nb _(15,1) U _{15,0} Sn _(12,3) 78,1 = Li _{26,7} Ti _(21,2) Mo _(20,0) Nb _(10,2) 37,6 = Li _{21,7} Ti _{15,9} 1,5 = Sn _(1,5) Rb, Sn, U, Nb, Ta, Be, Mo, Ti, Li
Плагио- сиенит	ΔN ΔR ΔC _r +ΔM P.M.C.	170,1 = +Be _{51,0} +Nb _{35,3} +Rb _{28,2} +Ta _{23,8} +Sn _(20,7) +U _(11,1) 417,2 = ±Mo _{77,0} +Ta _{73,2} +Nb _{70,8} -Ti _{62,3} -Li _{52,3} +Sn _(46,2) + +Be _(25,8) +U _(9,6) 41,3 = Sn _(28,0) U _(+9,1) Rb _(-4,2) 188,5 = Be _{51,0} Rb _{37,7} Nb _{35,3} Ta _{23,8} Sn _{20,7} U _{20,0}

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3
*ΔM	189,0 = Ti _{38,5} Mo _{38,5} Nb _{33,8} Ta _{36,6} Li _{28,7} Be _(12,9)	
°ΔM	14,0 = Ti _{13,6} Nb _(0,4)	
-ΔM	0	
P.M.C.	Rb, Be, Sn, U, Nb, Ta, Li, Ti, Mo	
Двуполе- вощато- ый суб- щелочной гранит	ΔN 86,9 = +Rb _(42,2) +U _(27,3) +Ta _{23,8} +Nb _(23,4) +Be _(14,3) +Li _(0,3) - -Sn _(-3,9) -Ti _{-40,5} ΔR 310,4 = ±Mo _(93,4) +Li _(83,0) +Nb _(49,4) +Ta _(47,0) +Be _(31,6) +Rb _(6,0) ΔC _r 239,9 = Sn _(57,7) Be _{42,6} Ta _{+38,1} Nb _{+34,1} Rb _{+24,9} U _(23,5) Ti _(+19,0) +ΔM 280,0 = Rb _{60,7} Ta _{56,7} Nb _{53,3} Be _{44,2} U _{42,8} Sn _(22,0) Li _(0,3) *ΔM 44,3 = Li _(20,5) Mo _(20,0) Ti _(3,8) °ΔM 119,2 = Ti _{69,6} Mo _(26,7) Li _(22,9) -ΔM 27,8 = Sn _{27,8} P.M.C. Rb, U, Sn, Be, Ta, Nb, Ti, Li, Mo	
Моношпа- товый суб- щелочной гранит	ΔN 75,3 = +Rb _{59,8} +Be _{44,2} +Li _{16,3} +Ta _{11,1} +U _{11,1} -Mo _(-14,3) -Ti _{-52,5} ΔR 684,5 = +U _{157,0} -Sn _{134,5} +Nb _{106,6} +Ta _{97,4} +Be _{87,2} +Li _{51,2} +Rb _{50,6} ΔC _r 68,8 = Mo _{+64,7} Li _(-4,1) +ΔM 207,1 = Mo _{64,7} Rb _{59,8} Be _{44,2} Li _{16,3} Ta _{11,1} U _{11,1} *ΔM 178,0 = Sn _{51,1} Nb _{49,9} Ta _{35,5} U _{25,9} Ti _(10,3) Be _(4,6) Rb _(0,7) °ΔM 266,7 = Ti _{71,2} U _{66,0} Sn _(42,8) Be _{36,6} Rb _{24,6} Ta _(16,0) Nb _(9,5) -ΔM 0 P.M.C. Rb, Mo, Li, Be, Ti, Ta, Sn, Nb, U	
Шелочной гранит	ΔN 193,8 = +Sn _{54,1} +Be _{53,8} -Rb _(44,1) +Ta _{33,3} +Nb _{24,6} +Li _{13,8} +Mo _{-5,6} - -Ti _{-24,3} ΔR 480,5 = ±U _{124,1} +Nb _{111,8} +Li _{99,4} +Ta _{85,6} +Be _{59,6} ΔC _r 72,0 = Mo _{25,9} Sn _{-24,0} Rb _{-23,0} +ΔM 324,8 = Rb _{85,9} Sn _{74,9} Be _{53,8} Mo _{38,5} Ta _{33,3} Nb _{24,6} Li _{13,8} *ΔM 279,9 = U _{60,0} Nb _{53,7} Li _{49,7} Ta _{44,8} Ti _{41,9} Be _{29,8} °ΔM 72,1 = Ti _{62,4} U _(6,6) Nb _(3,1) -ΔM 0 P.M.C. Sn, Rb, Mo, Be, Ti, Ta, Li, Nb, U	
Минераль- ная фация геосинк- линальных гранитои- дов в среднем	+ΔN 54,9 = Sn _{25,1} Li _{9,5} Ta _{8,1} Be _{5,5} U _(5,3) Rb _(2,9) Ti _(2,5) Mo _{-4,0} -ΔN -12,1 = Sn _(1,8) Li _(1,8) Be _(0,8) Ti _(-0,8) Ta _(-1,3) Rb _{-1,9} Nb _{-12,5} +ΔR 52,3 = Ta _{23,4} U _{15,2} Mo _(6,7) Rb _(5,2) Ti _(1,8) -ΔR 74,1 = Ta _{18,7} Li _{17,2} Nb _{13,0} Rb _{12,0} U _(9,0) Mo _(4,2) ±ΔR 49,3 = U _(23,5) Be _(18,4) Mo _(7,4) ΔC _r 146,4 = Nb _{31,7} Li _{31,3} Sn _{28,5} Be _{13,9} U _{13,3} Ta _{9,9} Ti _{8,3} Mo _(5,9) Rb _{3,6}	

Таблица 1 (окончание)

1	2	3
+ΔM	104,4 = Sn _{26,3} Nb _{18,0} Li _{14,3} U _{10,7} Ta _(10,1) Rb _{8,7} Mo _(6,4) Ti _(6,1) Be _{3,8}	
*ΔM	45,8 = Nb _{12,0} Li _{11,2} Ta _(8,0) Rb _{4,7} Mo _(4,2) Sn _(2,5) Ti _{2,2} U _(1,0)	
°ΔM	55,0 = U _{14,5} Ta _{9,7} Ti _{9,4} Be _(9,2) Rb _(4,5) Nb _(3,3) Sn _(2,8) Li _(1,6)	
-ΔM	80,5 = Nb _{21,1} Sn _{20,4} Be _{14,5} Li _(9,4) Ti _{8,0} Ta _{4,1} Rb _{3,0}	
P.M.C.	Sn, Be, Li, Ti, Rb, Nb, Mo, Ta, U	
Моногео-	+ΔN	31,1 = Ta _(31,1)
синкли-	-ΔN	-5,1 = Be _(41,9) Sn _{28,3} Li _{10,7} Rb _{-15,5} Mo _(-33,7) Ti _(-36,8)
нальный	+ΔR	0
автоми-	-ΔR	97,2 = Nb _{65,0} U _(32,2)
кроклини-	±ΔR	0
зирован-	ΔC _r	194,7 = Sn _{-61,5} U _{-56,2} Ta _{-46,6} Be _{-30,4}
ный пла-	+ΔM	194,7 = Sn _{61,5} U _{56,2} Ta _{46,6} Be _{30,4}
гиографит	*ΔM	150,4 = Li _{59,3} Nb _{44,9} Rb _{21,7} U _(12,5) Ti _(12,0)
	°ΔM	37,8 = Ti _{37,8}
	-ΔM	253,9 = Li _(70,0) Sn _{62,3} Mo _(50,0) Be _(45,4) Ta _(20,0) Rb _(6,2)
	P.M.C.	Be, Ta, Sn, Li, Rb (U, Mo, Ti), Nb
Минераль-	+ΔN	136,8 = Rb _{40,0} Be _{29,6} Nb _{19,7} Ta _{16,9} Sn _{16,7} U _{8,9} Li _{6,1} Mo _{-1,1}
ная фация	-ΔN	-27,1 = Sn _(-0,8) Mo _(-2,9) Ti _{-23,4}
орогенных	+ΔR	252,6 = Ta _{60,7} Nb _{50,6} Li _{46,7} Be _{40,8} U _{33,3} Rb _{11,3} Sn _(9,2)
гранитои-	-ΔR	77,2 = Sn _{26,8} Ti _{25,9} Li _{24,5}
дов в	±ΔR	115,1 = Mo _{42,1} Sn _{26,9} U _{24,8} Nb _{21,3}
среднем	ΔC _r	97,1 = Sn _{26,5} Mo _{17,9} Rb _{13,3} Ta _{10,8} Be _{9,8} U _(7,4) Nb _{6,8} Ti _(3,8) Li _(0,8)
	+ΔM	226,3 = Rb _{55,7} Be _{43,6} Ta _{30,8} Sn _{26,0} Nb _{25,7} Mo _{20,6} U _{17,8} Li _{6,1}
	*ΔM	153,8 = Nb _{29,5} Li _{25,1} Ta _{23,4} Ti _{23,1} U _{17,2} Mo _{15,7} Sn _{10,2} Be _{9,5} Rb _(0,1)
	°ΔM	101,8 = Ti _{46,6} U _{14,5} Li _{8,9} Sn _(8,6) Be _{7,3} Mo _(5,3) Rb _{4,9} Ta _(3,2) Nb _(2,6)
	-ΔM	5,9 = Sn _{5,9}
	P.M.C.	Rb, Sn, Be, U, Ta, Mo, Nb, Ti, Li

Примечание. Геохимические характеристики оценивают интенсивности домагматического реекометального метасоматоза (ΔN) и реекометальной базификации (ΔR) в отношении недостающих (+), излишних (-) и индифферентных (±) р.э., реекометальной эволюции гомогенного расплава (ΔC_r), привноса альлохтонных (+ΔM), выноса автохтонных (-ΔM), унаследования гомогенными расплавами (*ΔM) и захвата шлирами (°ΔM) р.э.. Оценка интенсивностей осуществлена с помощью коэффициента вариации V, в % (см. в тексте). Значения характеристик в скобках статистически недостоверные. В рядах миграционной способности р.э. (P.M.C.), уменьшающейся слева направо, в скобки заключены элементы с неразличенной миграционной способностью.

пользуя суммарные значения \pm в между перечисленными генетическими фациями, и качественно — по силе корреляционных связей (отражаемых величиной коэффициента положительной парной корреляции) р.э. — петрогенные элементы. Ряды миграционной способности р.э. (см. табл. 1) в различных палингенных фациях гранитоидов, полученные двумя независимыми способами, за несущественными исключениями идентичны, что свидетельствует о высокой степени их достоверности.

Гомогенизация каш, приводящая к образованию нерасщепленного автохтонного расплава, в пределе осуществляется двумя различными путями: прогрессивным, когда исчезновение реликтовых порфиробласт метагранитоидов вызывается их изотермической реакцией с недостающими элементами¹, непрерывно поставляемыми сквозьмагматическими растворами, и регрессивным — в результате эндотермической реакции перегретого анатектического расплава с надэвтектическими метасоматическими реликтами, без существенного привноса вещества. В первом случае образующийся гомогенный расплав сохраняет эвтектический состав, во втором — апокотектически [11] изменяет его в соответствии со степенью перегрева матрицы по отношению к температуре гранитоидной эвтектики.

Прогрессивный или регрессивный путь гомогенизации каш и геохимическое строение колонки домагматических метасоматитов являются главными факторами распределения р.э. в процессах палингенного гранитообразования. Это означает, что геохимический тип распределения р.э. определяется тремя независимыми факторами: его источником, миграционной способностью по отношению к петрогенным элементам (среди которых особую роль играют недостающие

1

Недостающий — элемент, содержания которого в матрице недостаточны для анатексиса; излишний — элемент, содержания которого в матрице более чем достаточны для анатексиса; регрессивный (прогрессивный) — элемент, в отношении которого процесс регрессивен (прогрессивен), т.е. температура матрицы равна или выше (ниже) температуры гранитоидной эвтектики с заданным содержанием этого элемента [11]. Процесс, приводящий к выплавлению эвтектики определенного состава, является прогрессивным по отношению к одним и регрессивным по отношению к другим компонентам в связи с их различной подвижностью. Пусть, например, привнос в метасоматиты легко подвижного недостающего калия не сопровождается анатексисом. Это означает, что матрица нагрета ниже температуры эвтектики с заданным (физико-химическими условиями) содержанием калия. Следовательно, по отношению к калию процесс прогрессивен. Допустим теперь, что привнос в метасоматиты менее подвижного недостающего кремнезема приводит к анатексису. Следовательно, матрица нагрета до или выше температуры эвтектики с заданным содержанием кремнезема и процесс по отношению к этому компоненту является регрессивным.

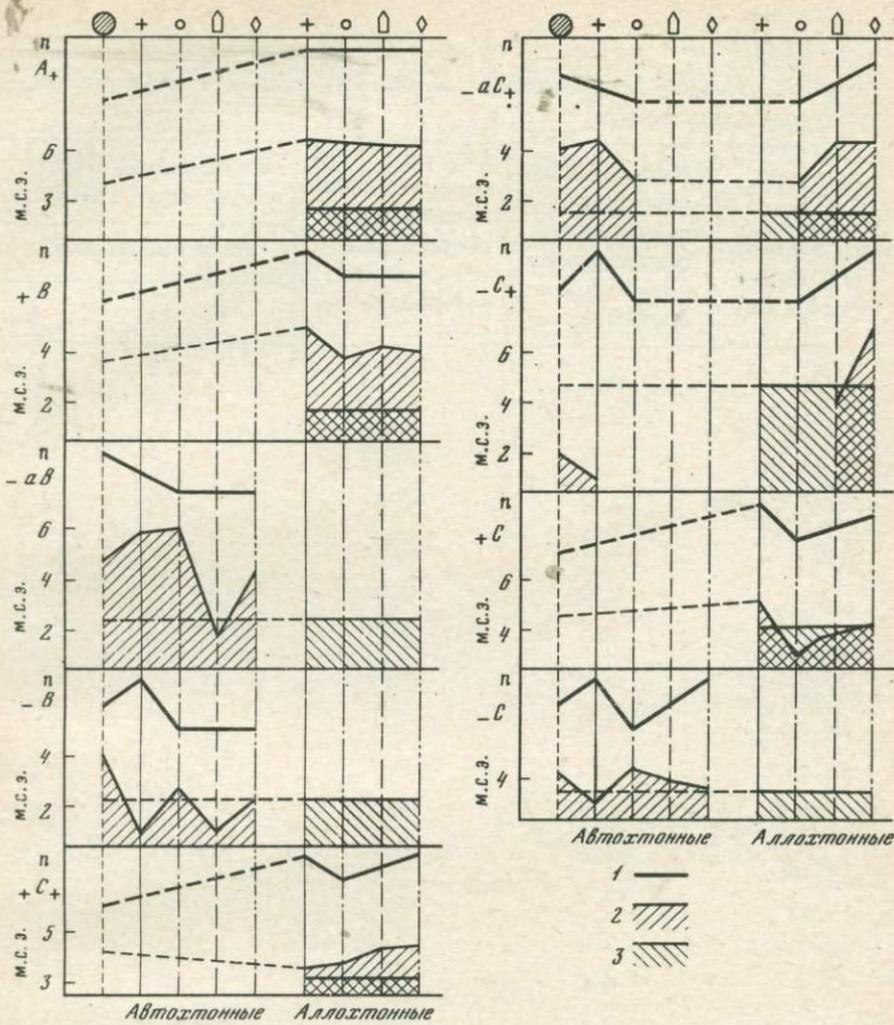


Рис. 4. Зависимость типов геохимического распределения (1) от миграционной способности р.э. (2) и недостающих регрессивных петрогенных элементов (3) и их источника

М.С.Э. — миграционная способность элементов

Усл. обозначения те же, что и на рис. 1

регressive, так как именно с их осаждением связано начало анатексиса) и термодинамическим типом гранитообразования (см. табл. 1, 2, рис. 4).

Геохимические типы, описывающие распределение прогressiveных р.э. (т.е. р.э., в отношении которых процесс палингенного гранитообразования прогрессивен на всех стадиях): B , A_+ , $+B$, $-a_+$, $+C_+$

Таблица 2

Относительная миграционная способность редких и недостающих гранитообразования

Геохимические типы распределения редких элементов	Миграционная способность недостающих регрессивных петрогенных элементов	Корреляционные связи редкий-петрогенный элементы в матрицах	Миграционная способность палингенных грани		
			B	C	
A _{+c}	3,7	3,7			
A _{+d}	2,4	3,8			
A _{+e}	2,8	3,5			
+b ^B	1,2	4,6			
+d ^B	2,7	3,0			
-b ^B	2,0	6,5	1,0	2,0	
-d ^B	2,3	2,3	1,0	3,0	
+bC _{+d}	4,0	4,0			
+bC _{+e}	3,0	4,3			
-aC _{+c}	1,0	4,0	3,0	-	
-aC _{+d}	1,3	4,7	4,8	3,0	
-aC _{+e}	2,0	3,7	4,6	2,7	
+bC _e	3,8	5,5			
+dC _e	4,5	4,3			
+eC _e	4,0	3,2			
-aC _d	3,0	4,0	2,0	7,0	
-aC _e	3,6	4,3	4,1	6,0	
-bC _d	5,5	3,0	1,7	3,2	
-bC _e	3,1	3,2	2,0	3,2	
-dC _e	4,2	6,5	2,9	4,0	
-eC _e	3,0	4,3	4,5	4,5	
A ₊	2,7	3,7			
+B	1,7	3,6			
-a ^B	2,4	4,7	5,8	6,0	

ретрессивных петрогенных элементов в процессах палингениного

собность редких элементов в последовательных генетических фациях
тоидов

		аллохтонных р.э.			
D	E	B	C	D	E
		6,3	5,0	5,0	5,0
		5,6	5,5	5,7	4,9
		4,1	5,0	4,6	5,7
		5,7	3,4	4,5	4,6
		4,0	4,5	4,0	3,0
-	3,0				
1,0	1,7				
		4,5	-	4,0	4,0
		3,4	3,7	4,4	4,4
			-	-	4,0
			3,0	4,0	4,5
			2,7	5,0	4,3
		6,0	3,7	3,2	4,8
		4,4	3,0	3,8	3,5
		5,0	2,0	4,0	4,2
4,5	1,5				
4,8	3,4				
2,0	2,0				
4,5	4,5				
2,5	3,5				
5,0	4,3				
		5,4	5,3	5,2	5,2
		5,0	3,7	4,2	4,0
1,7	4,2				

Таблица 2 (окончание)

Геохимические типы распределения редких элементов	Миграционная способность недостающих регрессивных петрогенных элементов	Корреляционные связи редкий-петрогенный элементы в матрицах	Миграционная способность гранитогенных грани	
			авто	
			B	C
-B	2,2	4,0	1,0	2,7
+bC ₊	3,1	4,2		
-aC ₊	1,6	4,1	4,5	2,8
-bC ₊ e	4,7	2,0	1,0	-
+C _e	4,1	4,5		
-C	3,5	4,3		

Примечание. Геохимические типы распределения р.э. определяются максимумами их содержаний в магматогенных фациях (A), домагматических метасоматитах или матрицах (B) или тех и других (C). Буквенные индексы при символах геохимических типов распределения указывают на конкретную генетическую фацию (a - матрица, b - домагматический метасоматит, c - анатектит, d - каша, e - гомогенный гранитоид) с максимальными содержаниями автохтонных (-) или аллохтонных (+) р.э. Буквенные индексы без зна-

(см. примечание к табл. 2), реализуются только для тех автохтонных и аллохтонных р.э., чья подвижность превышает миграционную способность недостающих регрессивных петрогенных элементов во всех генетических фациях гранитоидов.

Гомогенизация каш в отношении прогрессивных р.э. осуществляется в условиях их непрерывного выноса из магматического очага ($-a$ -тип) или привноса в него ($A_-, +B_-, -a_-, C_+$ -типы) сквозь магматическими растворами. Прогрессивный характер гомогенизации каш носит только в отношении р.э., более подвижных, чем недостающие регрессивные петрогенные: автохтонных - если их концентрация во всей колонне сквозьмагматических растворов меньше, чем в поровых растворах матрицы; аллохтонных - если соотношение концентраций обратное; гетерохтонных (частью автохтонных, частью аллохтонных) - если их концентрация в сквозьмагматических растворах, минимальная и более низкая по сравнению с поровыми растворами матрицы в анатектитах, возрастает к кашам и (или) нерасщепленным гранитоидам.

Для аллохтонных и аллохтонной части гетерохтонных прогрессивных р.э. устанавливается отчетливая прямая зависимость между их концентрациями в определенном сечении колонны сквозьмагма-

собность редких элементов в последовательных генетических фациях тоидов

хточных р.э.		аплохточных р.э.			
D	E	B	C	D	E
1,0	2,2				
		3,5	3,7	4,3	4,4
			2,8	4,4	4,4
			-	4,0	7,0
		5,2	3,0	3,7	4,2
		3,1	4,4	3,9	3,6

ка (+) означают, что р.э. в соответствующих генетических фациях унаследованы из домагматических метасоматитов. В, С, D, E обозначают те же генетические фации, что и b, c, d, e. Миграционная способность элементов оценена в семибалльной шкале (по числу петрогенных элементов); для р.э. эта характеристика установлена по максимальным положительным значениям коэффициентов их парной корреляции с петрогенными элементами.

тических растворов и миграционной способностью. Резкие изменения последней между различными генетическими фациями магматогенных гранитоидов приводят к редкометальной эволюции гомогенного расплава, которая характеризуется параметром ΔC_g .

Очевидно, что распределение р.э. прогрессивных и при домагматическом метасоматозе, и при гомогенизации каш никак не зависит от степени перегрева матриц по отношению к температурам гранитоидных эвтектик.

Геохимические типы, описывающие поведение регрессивных р.э. (т.е. р.э., в отношении которых процесс палингенного гранитообразования регрессивен на всех стадиях): $_d^B$ - и $_C$ -типы (табл. 1, 2; рис. 4), реализуются только для тех автохтонных р.э., чья миграционная способность в метасоматитах резко понижена по сравнению с матрицами и подвижностью недостающих регрессивных петрогенных элементов, а в сквозьмагматических растворах в зоне анатексиса и, вероятно, во всей их колонне хотя и превышает последнюю, но не настолько, чтобы обеспечить прогрессивный характер гомогенизации каш в отношении этих р.э.

Необходимость соблюдения перечисленных условий очевидна. Относительно высокая подвижность автохтонных р.э. в анатектиках способствует проявлению эффекта палингенной автолизии, а резкое

падение их миграционной способности в метасоматитах вызывает действие механизма рецометальной базификации. Соотношение миграционной способности р.э. и недостающих регрессивных петрогенных элементов в метасоматитах определяет геохимическое строение их колонки.

Если вторая характеристика резко превышает первую, максимумами содержаний р.э. будут характеризоваться тыловые (после анхиэвтектической) зоны колонки. При регрессивной гомогенизации каш р.э. будут захватываться палинггенными расплавами в составе меланократовых шлиров, формируя пик содержаний в кашах ($-B_d$ -тип распределения). Снижение содержаний р.э. к нерасщепленным гранитоидам (до или ниже уровня анатектитов) произойдет вследствие очистки гомогенного расплава от шлиров, при их погружении на дно магматического очага. Рассмотренный геохимический механизм гомогенизации каш может реализоваться только для наименее подвижных р.э. в слабо перегретых минеральных фациях.

Когда подвижность автохтонных р.э. в метасоматитах лишь незначительно уступает недостающим регрессивным петрогенным элементам, механизм рецометальной базификации обеспечивает накопление р.э. в области анхиэвтектической зоны колонки, что при регрессивной гомогенизации каш приведет к частичному захвату р.э. меланократовыми шлирами и частичному наследованию их гомогенными расплавами. Масса захваченных и унаследованных компонентов будет увеличиваться по мере уменьшения их подвижности, а соотношение масс тех и других будет зависеть от степени перегрева метасоматитов по отношению к температуре гранитоидной эвтектики и будет смещаться в сторону наследования за счет захвата при возрастании этого параметра. Соответственно принадлежность регрессивного р.э. к C_d - или $-C_e$ -типу распределения будет определяться развитием процесса гранитообразования в слабо или сильно перегретой минеральной фации. Таким образом, снижение миграционной способности р.э. от анатектитов к кашам и (или) нерасщепленным гранитоидам в $-B_d$ - и $-C_b$ -типах распределения объясняется консервацией в этих фациях слабо подвижных р.э. из метасоматитов.

Р.э., в отношении которых процесс палингенного гранитообразования имеет комбинированный термодинамический характер: регрессивный - в домагматическом рецометальном метасоматозе и прогрессивный - при гомогенизации каш ($-B_b$ - и $-C_b$ -типы), или наоборот ($-C_b$ -типы распределения), резко меняют свою миграционную способность в различных генетических фациях гранитоидов (см. табл. 2; рис. 4). Наиболее реальной причиной этого является, по-видимому, изменение химической активности р.э. в результате кислотно-основного взаимодействия компонентов в метасоматических растворах, просачивающихся через матрицы существенно иного химического состава [2, 3, 5, 8].

Генетические связи петролого-петрохимической и геохимической моделей палингенеза

Целенаправленная эксплуатация петролого-петрохимической модели палингенеза для его геохимического анализа априорно предполагает существование между ними тесных генетических связей. Обсудим это специально.

Редкометальный метасоматоз и привнос р.э. Особый интерес представляют анализ редкометального метасоматоза в отношении привнесенных р.э. и оценка интенсивности их привноса в магматогенные гранитоиды. Выше было показано, что подвижность привнесенных р.э. всегда резко выше по сравнению с недостающими регрессивными и сопоставима с недостающими и излишними прогресивными петрогенными элементами. Следовательно, интенсивность привноса р.э. в зону метасоматоза ($+\Delta N$, табл. 1) должна коррелироваться с суммарной интенсивностью домагматического метасоматоза в отношении и недостающих, и излишних петрогенных элементов (Δp , [11], табл. 3). Аналогично должно наблюдаться соответствие между интенсивностью привноса р.э. ($+\Delta M$) и привноса-выноса петрогенных (Δm) элементов в очаги палингенеза.

Из рис. 5, суммирующего данные табл. 1 и 3 [11] следует, что генетические связи обеих пар этих характеристик совершенно отчетливы: значения Δp и $+\Delta N$ и Δm и $+\Delta M$ прямо и линейно коррелируются. Кроме того, из анализа графика устанавливаются следующие важные закономерности.

Домагматический метасоматоз, интенсивность которого в отношении петрогенных элементов в геосинклинальных, моногеосинклинальных и орогенных гранитоидах в целом сопоставима, резко различен по редкометальной составляющей, минимальной в моногеосинклинальной и геосинклинальной и резко увеличенной (кривая $+\Delta N$ сдвинута в область более высоких значений этого параметра) – в орогенной формации, что свидетельствует о преимущественной редкометальной обогащенности гранитизирующих растворов в последнем случае.

Внутри габбро-диорит-плагиогранитной и гранитной-щелочногранитоидной формации возрастание интенсивности домагматического петрогенного метасоматоза приводит к усилинию редкометального, однако в первом случае этот эффект резко ослаблен: угол наклона кривой $+\Delta N$ к оси абсцисс превышает 75° , тогда как в орогенных гранитоидах его величина составляет 45° .

В отличие от домагматического метасоматоза, корреляция интенсивности привноса р.э. и привноса-выноса петрогенных элементов во всех трех формациях удовлетворительно описывается, в общем, одной прямой регрессии, наклоненной к оси абсцисс под углом около 55° . Фигуративные точки геосинклинальных гранитоидов на ней занимают область минимальных значений $+ \Delta M$, Δm , точки орогенных фаций сдвинуты в сторону максимальных значений этих параметров, для моногеосинклинальных гранитоидов значения $+ \Delta M$,

Таблица 3

Петрохимические формулы процессов палингенного гранитообразования в различных минеральных фациях и петролого-тектонических формациях гранитоидов Западной Монголии

Минераль- ные фации и петро- лого-тек- тоничес- кие фор- мации	Петро- хими- ческие харак- терис- тики	Петрохимические формулы		
		1	2	3
Габбро				Пetroхимические формулы
	Δп	$-35,6 = +K_{(7,6)} + Fe_{(0,7)} - Ca_{(-1,8)} + Al_{(-2,9)} + Si_{(-3,3)} + Na_{(-9,0)} - Mg_{(-26,9)}$		
P. д. п.		K, Ca, Fe, Al, Si, Na, Mg		
	Δt	$48,6 = Mg_{15,1} Na_{(9,2)} Ca_{(6,8)} K_{(6,7)} Fe_{(6,0)} Si_{(3,4)} Al_{(1,4)}$		
	ΔC	$15,8 = Fe_{(7,2)} K_{(6,7)} Al_{(1,9)}$		
	Δm	$54,8 = *Mg_{15,1} + Na_{12,4} *K_{(7,6)} *Ca_{(5,8)} + Fe_{(5,3)} + Al_{(4,9)}$ $Mg_{(2,4)} + Si_{(1,3)}$		
Апоэффи- зивные диориты	Δп	$138,8 = -Mg_{(43,2)} + Na_{30,5} + K_{(23,5)} - Ca_{(17,7)} - Fe_{(11,3)} + Al_{(7,3)} + Si_{(5,3)}$		
P. д. п.		Mg, Na, K, Al, Si, Ca, Fe		
	Δt	0,0		
	ΔC	$55,1 = K_{(-13,3)} Mg_{(12,9)} Na_{12,8} Fe_{(8,4)} Ca_{(4,8)} Si_{(1,5)} Al_{(1,4)}$		
	Δm	$150,7 = +K_{36,8} - Mg_{36,3} Ca_{(25,5)} + Na_{22,3} Fe_{18,3} + Si_{(6,6)} + Al_{(4,9)}$		
Апослан- цевые диориты	Δп	$115,7 = -K_{(39,0)} + Na_{27,1} + Ca_{(23,3)} + Al_{(12,2)} + Fe_{(11,8)} - Si_{(4,7)} + Mg_{(-2,4)}$		
P. д. п.		K, Na, Ca, Al, Fe, Mg, Si		
	Δt	$16,5 = Mg_{(15,0)} Si_{(1,5)}$		
	ΔC	$42,2 = K_{(13,3)} Na_{12,8} Fe_{(-8,4)} Ca_{(-4,8)} Al_{(1,4)}$		
	Δm	$97,0 = -K_{25,7} + Na_{18,9} + Mg_{(17,4)} + Ca_{(15,5)} + Al_{9,8} + Fe_{4,8}$ $*Si_{(3,4)} *Si_{(1,5)}$		
Гранодио- риты	Δп	$5,6 = -Mg_{(19,4)} - Fe_{(12,6)} + Si_{(3,1)} + Al_{(2,3)} + Na_{(-3,7)} - K_{(-4,4)} + Ca_{(-23,7)}$		
P. д. п.		Mg, Si, Al, Fe, Ca, Na, K		
	Δt	$46,2 = K_{29,4} Ca_{(9,5)} Na_{(7,3)}$		
	ΔC	$12,9 = Mg_{(-6,4)} Fe_{(-5,0)} Al_{(-1,5)}$		
	Δm	$77,2 = *K_{29,4} + Na_{18,4} Mg_{(13,0)} - Fe_{(7,6)} + Al_{(4,8)} + Ca_{(3,3)} + Si_{(0,7)}$		

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3
Плагио- граниты	Δn P. д. п. Δt ΔC Δm	107,9 = -Ca _(33,9) -Fe _(25,3) -Mg _(24,8) -K _(18,3) +Na _(9,2) ⁺ +Si _(5,4) +Al _(-9,0) Ca, Na, Si, Fe, Mg, Al, K 47,5 = Mg _{27,7} Ca _(8,8) K _(5,5) Al _{5,1} Si _(0,4) . 36,9 = Fe _(14,7) C _q _(10,2) Mg _(9,5) Si _(1,3) Na _(1,2) 150,8 = °Mg _(38,8) -Fe _{31,2} *Mg _{27,7} °K _{12,8} -Ca _(10,2) *Ca _(8,8) ⁺ +Al _{8,0} *K _(5,5) +Na _{5,4} +Si _(2,4)
Граниты	Δn P. д. п. Δt ΔC Δm	37,8 = -Ca _(35,1) -Mg _(12,6) +Na _{10,4} -Al _(8,4) +Si _(4,2) -Fe _(-9,9) ⁺ +K _(-23,0) Ca, Na, Si, Mg, K, Al, Fe 18,0 = K _{12,2} Ca _(5,8) 34,6 = K _{12,2} Fe _(9,0) Ca _(5,8) Mg _(5,8) Al _(-1,7) Si _(0,1) 224,6 = -Mg _{79,8} °Fe _{57,9} -Ca _{46,7} +K _{18,4} +Na _{10,4} *Ca _(5,8) ⁺ +Si _{5,1} +Al _(0,5)
Нормаль- ные гра- ниты	Δn P. д. п. Δt ΔC Δm	-96,0 = +Si _{-2,3} +K _(-4,8) -Na _(-5,0) -Al _(-5,3) -Mg _(-14,1) - -Fe _(-19,1) -Ca _{-45,4} Si, K, Na, Al, Mg, Fe, Ca 89,5 = Mg _(33,3) Ca _{30,7} Fe _{12,8} Na _{5,1} K _(3,2) Al _{3,0} Si _{1,4} 32,9 = Mg _(14,2) Ca _(13,3) Fe _(10,0) Al _(1,1) Si _(0,6) 165,7 = *Mg _(33,3) *Ca _{30,7} °Ca _{28,0} *Mg _{25,6} *Fe _{12,8} °Fe _(12,1) ⁺ +K _(8,4) *Na _{5,1} *Al _{4,4} *Al _{3,0} +Si _{2,3}
Плагио- сиениты	Δn P. д. п. Δt ΔC Δm	26,6 = +K _(46,4) +Na _{11,3} +Si _{0,1} -Ca _{-0,2} -Al _{-1,8} -Mg _{-6,8} - -Fe _{-22,4} K, Na, Si, Ca, Al, Mg, Fe 78,7 = Mg _{29,0} Fe _{26,4} Ca _(14,2) Al _{5,5} Si _{3,6} 14,4 = Na _{9,2} K _(2,7) Ca _(2,1) Al _(0,4) 294,4 = °Ca _{59,1} °Mg _{54,2} +K _{51,9} *Mg _{29,0} *Fe _{26,4} °Fe _{21,2} +Na _{20,7} *Ca _(14,2) +Si _{9,9} *Al _{5,5} °Al _(2,3)
Моношпа- товые субшелоч- ные гра- ниты	Δn P. д. п. Δt ΔC Δm	31,1 = +K _(67,1) -Ca _{6,5} +Si _{1,6} -Fe _{-5,9} -Al _{-8,6} -Na _(-14,8) - -Mg _{-14,8} K, Si, Ca, Fe, Al, Na, Mg 51,3 = Mg _(33,3) Na _{13,5} Al _{3,7} Si _(0,8) 5,8 = K _{-5,8} 377,4 = °Ca _{95,3} °Mg _{94,7} °Fe _{68,5} +K _{41,3} *Mg _(33,3) +Si _{13,6} *Na _{13,5} °Al _{13,5} *Al _{3,7}

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3
Двуполе- вощпато- вые суб- щелочные граниты	Δn $\Delta d.p.$ Δt ΔC Δm	$32,2 = +K_{57,4} + Na_{(18,6)} - Ca_{1,9} + Si_{-0,8} - Fe_{-12,5} - Al_{-12,9} - Mg_{-19,5}$ $K, Na, Si, Ca, Fe, Al, Mg$ $19,6 = Mg_{(16,6)} Al_{(2,8)} Si_{(0,2)}$ $54,6 = Mg_{(16,6)} Ca_{(14,2)} K_{(-7,8)} Fe_{(7,6)} Na_{(4,8)} Al_{(2,8)} Si_{(0,8)}$ $361,3 = ^oMg_{111,5} ^oCa_{90,5} ^oFe_{63,7} + K_{46,9} * Mg_{(16,6)} ^oAl_{12,9} + Si_{11,6} + Na_{(4,8)} * Al_{(2,8)}$
Щелочные граниты	Δn $\Delta d.p.$ Δt ΔC Δm	$105,1 = +K_{(47,5)} - Mg_{30,5} - Ca_{18,7} + Na_{10,5} + Si_{7,6} - Al_{4,8} - Fe_{-14,5}$ $K, Na, Mg, Ca, Si, Al, Fe$ $86,6 = Fe_{39,5} Ca_{33,3} Mg_{(11,1)} Si_{1,4} Al_{(1,3)}$ $39,4 = Mg_{25,0} Na_{8,6} K_{-5,8}$ $441,5 = ^oMg_{130,0} ^oCa_{99,6} + K_{44,5} * Fe_{39,5} ^oFe_{37,6} * Ca_{33,3}$ $^oAl_{18,5} + Si_{13,8} + Na_{12,3} * Mg_{(11,1)} * Al_{(1,3)}$
Минераль- ная фация геосинк- линальных гранитон- цов, в среднем	Δn $+ \Delta n$ $- \Delta n$ $\Delta d.p.$ Δt ΔC Δm $+ \Delta m$ $- \Delta m$ $^o \Delta m$ $^* \Delta m$	$61,7 = Ca_{14,1} Mg_{11,8} Na_{10,8} K_{10,2} Fe_{8,6} Si_{3,2} Al_{3,0}$ $17,7 = Na_{10,6} Si_{2,5} Fe_{2,0} Al_{1,7} K_{1,4} Ca_{-0,1} Mg_{-0,4}$ $44,0 = Ca_{14,2} Mg_{12,2} K_{8,8} Fe_{6,6} Al_{1,4} Si_{0,8}$ $Ca (Na, Mg, K, Si, Al, Fe)$ $29,4 = Mg_{9,6} K_{9,0} Ca_{5,1} Na_{2,7} Al_{1,1} Fe_{1,0} Si_{0,9}$ $32,8 = Fe_{8,8} K_{7,6} Mg_{5,8} Na_{4,5} Ca_{4,3} Al_{1,3} Si_{0,5}$ $125,7 = Mg_{38,3} K_{22,7} Fe_{20,8} Ca_{20,2} Na_{14,6} Al_{5,5} Si_{3,6}$ $40,9 = Na_{14,6} K_{10,5} Al_{5,5} Ca_{3,1} Mg_{2,9} Si_{2,7} Fe_{1,6}$ $39,6 = Mg_{19,3} Ca_{9,5} Fe_{6,5} K_{4,3}$ $28,6 = Fe_{12,7} Mg_{9,0} Ca_{4,2} K_{2,1} Si_{0,6}$ $16,6 = Mg_{7,1} K_{5,8} Ca_{3,4} Si_{0,3}$
Моногео- синкли- нальные автомик- роплинизи- рованные плагиогра- ниты	Δn $+ \Delta n$ $- \Delta n$ $\Delta d.p.$ Δt ΔC Δm $+ \Delta m$ $- \Delta m$ $^o \Delta m$ $^* \Delta m$	$-123,2 = +Na_{25,9} + Al_{(7,5)} + K_{(-1,3)} + Si_{(-5,4)} - Mg_{(-46,8)} - Ca_{(-48,8)} - Fe_{(-54,3)}$ $26,7 = Na_{25,9} Al_{(7,5)} K_{(-1,3)} Si_{(-5,4)}$ $-144,9 = Mg_{(-46,8)} Ca_{(-48,8)} Fe_{(-54,3)}$ $Na, Al, Si, K, Mg, Ca, Fe$ $132,2 = Mg_{44,4} Ca_{40,5} Fe_{(33,3)} K_{(6,6)} Na_{4,2} Si_{3,2}$ $69,8 = Mg_{36,8} Ca_{15,5} Fe_{(8,3)} K_{(3,4)} Al_{(-3,2)} Si_{(2,6)}$ $314,9 = ^oMg_{71,4} * Mg_{44,4} ^oFe_{43,6} * Ca_{40,5} + Na_{37,9} * Fe_{(33,4)} + K_{31,3} ^oCa_{(7,3)} + Si_{(3,8)} + Al_{(1,3)}$ $74,3 = Na_{37,9} K_{31,3} Si_{(3,8)} Al_{(1,3)}$ $0,0$ $122,3 = Mg_{71,4} Fe_{43,6} Ca_{(7,3)}$ $118,3 = Mg_{44,4} Ca_{40,5} Fe_{(33,4)}$

Таблица 3 (окончание)

	1	2	3
Минераль-	Δp	19,6 = $K_{42,7}Na_{4,0}Si_{1,2}Ca_{3,7}Al_{4,8}Mg_{4,9}Fe_{-14,9}$	
ная фация	$+ \Delta p$	51,9 = $K_{42,7}Na_{8,0}Si_{1,2}$	
огоренных	$- \Delta p$	$-32,3 = Ca_{-3,7}Na_{-4,0}Al_{-4,8}Mg_{-4,9}Fe_{-14,9}$	
гранитоид-		K, Si, Na, Ca, Al, Mg, Fe	
дов, в	R. д. п.	$65,1 = Mg_{24,7}Fe_{15,7}Ca_{15,6}Na_{3,7}Al_{3,3}Si_{1,5}K_{0,6}$	
среднем	Δt	$30,7 = Mg_{11,2}Ca_{5,9}Na_{4,5}K_{-4,4}Fe_{3,5}Al_{0,9}Si_{0,3}$	
	ΔC	$328,0 = Mg_{107,9}Ca_{90,1}Fe_{56,3}K_{38,6}Al_{13,6}Na_{11,3}Si_{10,2}$	
	$+ \Delta m$	$56,4 = K_{38,6}Si_{10,2}Na_{7,6}$	
	$- \Delta m$	0,0	
	$^{\circ} \Delta m$	$208,6 = Mg_{83,2}Ca_{74,5}Fe_{40,6}Al_{10,3}$	
	$* \Delta m$	$63,0 = Mg_{24,7}Fe_{15,7}Ca_{15,6}Na_{3,7}Al_{3,3}$	

Примечание. Петрохимические характеристики оценивают интенсивность домагматического метасоматоза (Δp) в отношении недостающих (+) и излишних (-) петрогенных элементов, химической эволюции гомогенного расплава (ΔC), привноса аллохтонных ($+ \Delta m$), выноса ($- \Delta m$), наследования ($* \Delta m$) и захвата ($^{\circ} \Delta m$) автохтонных петрогенных элементов, степени перегретости матриц по отношению к температурам гранитоидных эвтектик (Δt). Р.д.п. — ряд дифференциальной подвижности петрогенных элементов. См. также примечание к табл. 1.

Δm промежуточны. Эта закономерность означает, что преимущественной редкометальной обогащенности сквозьмагматических растворов не существует ни в одной из гранитоидных формаций. Отсюда непосредственно следует: а) источник аллохтонных петрогенных и р.э. в растворах-инициаторах палингнеза один и тот же и его способность генерировать гранитообразующие растворы закономерно изменяющегося состава монотонно увеличивается в последовательных формациях гранитоидов, б) анатектические расплавы на фронте магматического замещения, задающие и петрогенный, и редкометальный состав метасоматических растворов, изменяют свои фильтрующие свойства в отношении р.э., в соответствии с различными физико-химическими условиями выплавления различных гранитоидных эвтектик.

Редкометальная базификация. Этот механизм реализуется для легко подвижных аллохтонных и слабо подвижных автохтонных р.э. Следует ожидать поэтому, что в метасоматитах должна наблюдаться прямая корреляция между интенсивностями домагматического метасоматоза в отношении недостающих петрогенных элементов ($+ \Delta p$, [11], см. табл. 3) и редкометальной базификацией аллохтонных р.э. ($+ \Delta R$, см. табл. 1). Наоборот, интенсивности домагматического метасоматоза в отношении излишних петрогенных элементов ($- \Delta p$) и редкометальной базификации автохтонных р.э. ($- \Delta R$) должны быть связаны обратной зависимостью.

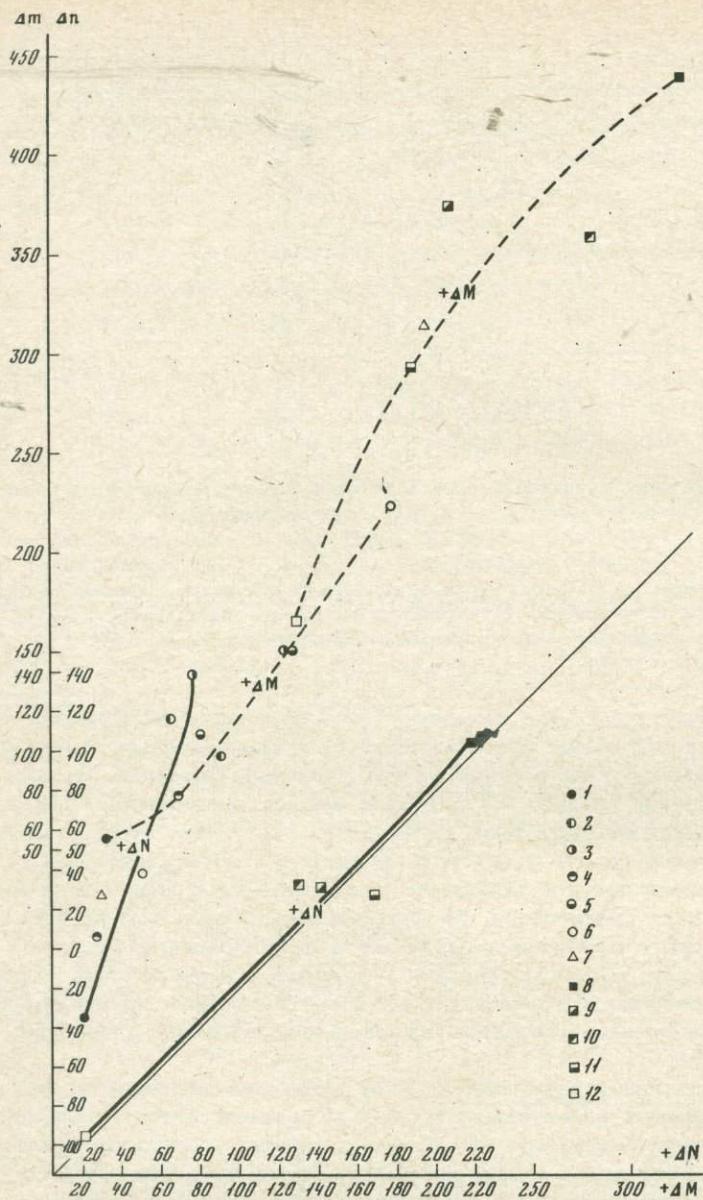


Рис. 5. Корреляция интенсивностей редкометального домагматического метасоматоза в отношении недостающих ($+ \Delta N$) и привноса аллохтонных р.э. ($+ \Delta M$) р.э. с интенсивностями петрогенного домагматического метасоматоза (Δn) и привноса—выноса петрогенных элементов (Δm) при палингенезе в различных минеральных фациях гранитоидов

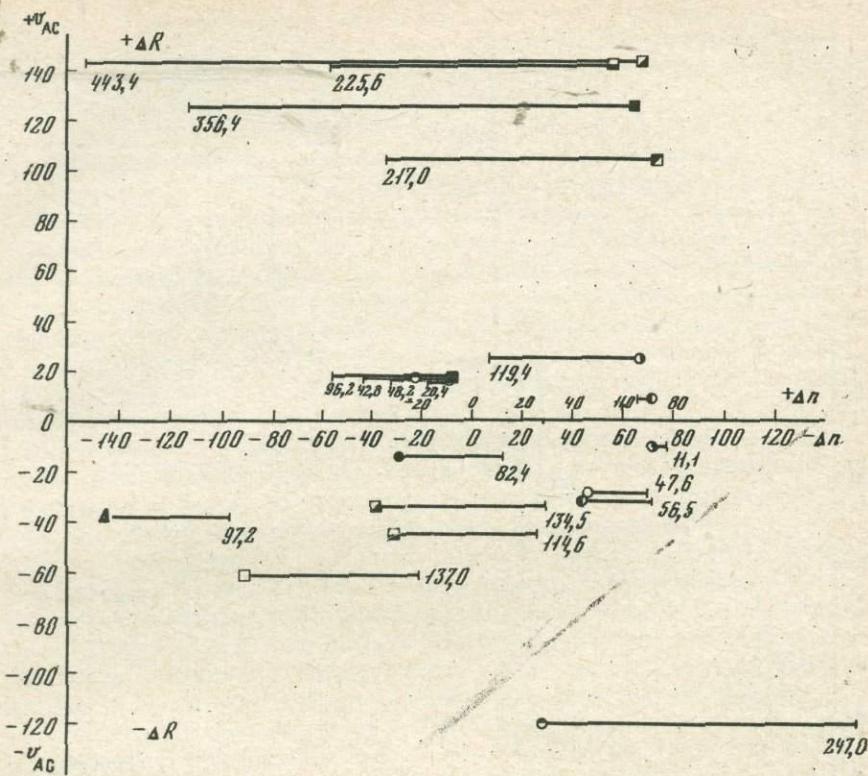


Рис. 6. Зависимость интенсивности редкометальной базификации дномагматических метасоматитов альлохтонными ($+\Delta R$) и автохтонными ($-\Delta R$) р.э. от интенсивности домагматического метасоматоза в отношении недостающих ($+\Delta n$) и излишних ($-\Delta n$) петрогенных элементов и соотношения концентраций р.э. в поровых растворах матриц и сквозьмагматических растворах ($\pm V_{AC}$)

Усл. обозначения те же, что и на рис. 5; величина горизонтальных отрезков и цифры отражают значения $\pm \Delta R$

1–6 – геосинклинальная формация: 1 – габбро, 2 – апосланцевые диориты, 3 – апоэфузивные диориты, 4 – гранодиориты, 5 – плагиограниты, 6 – граниты, 7 – гранодиориты моногеосинклинальной формации; 8–11 – орогенная формация: 8 – щелочные граниты, 9 – моношпатовые субщелочные граниты, 10 – двуполовошпатовые субщелочные граниты, 11 – плагиосиениты, 12 – нормальные граниты

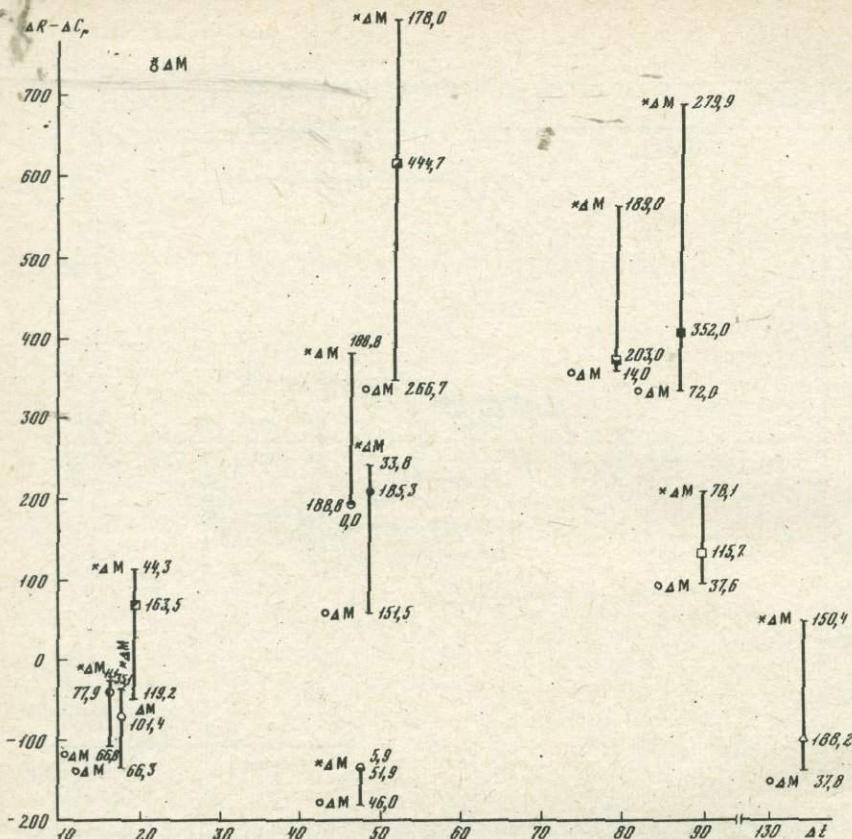


Рис. 7. Зависимость интенсивности наследования ($*\Delta M$) и захвата ($\circ\Delta M$) р.э. от интенсивности редкометальной базификации (ΔR) и степени перегрева матриц по отношению к температурам гранитоидных эвтектик (Δt)

Усл. обозначения те же, что на рис. 5; величина вертикальных отрезков и цифры отражают значения $\circ\Delta M$ и $*\Delta M$

Кроме того, степень проявления редкометальной базификации должна зависеть от соотношения концентраций р.э. в поровых растворах матриц и сквозьмагматических растворах на фронтах магматического замещения ($\pm V_{AC}$ см. рис. 1-3) и увеличиваться по мере возрастания абсолютных значений этой характеристики и для алиохтонных, и для автохтонных р.э. В первом случае редкометальная базификация начнется после достижения метасоматитами уровня содержаний р.э. в анатектитах; возрастание значений $+V_{AC}$ будет отражать преимущественно редкометальную специализацию метасоматических растворов и увеличение миграционной способности р.э., что и приведет к интенсификации обсуждаемого механизма. Для ав-

тохтонных р.э. увеличение абсолютных значений характеристики — V_{AC} свидетельствует о более полном проявлении палингенной автолизии, обеспечивающей более интенсивный отгон, и, следовательно, редкометальную базификацию в зоне метасоматоза.

Анализ рис. 6, суммирующего данные табл. 3 [11] и 1, за редкими исключениями подтверждает априорные предположения.

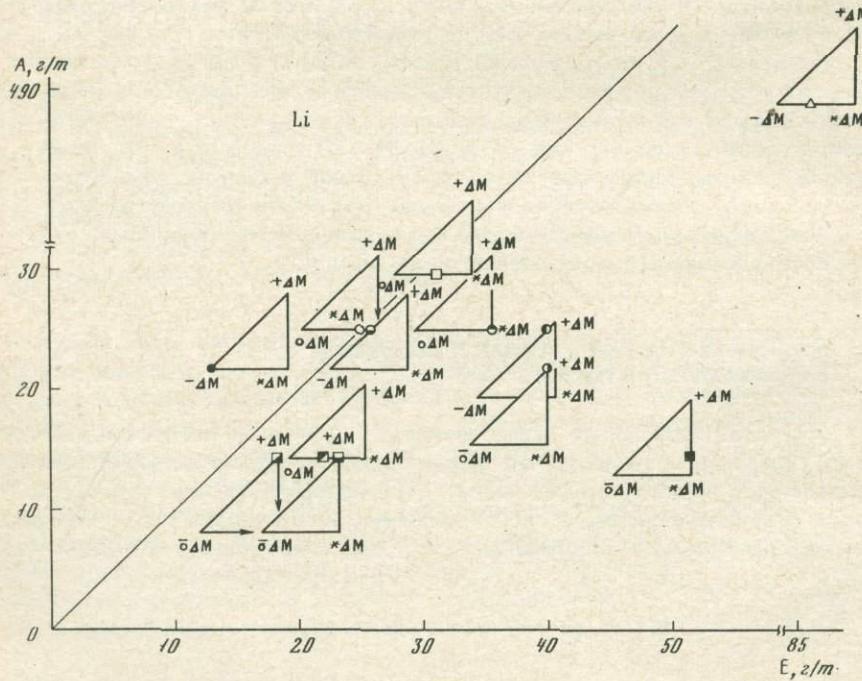
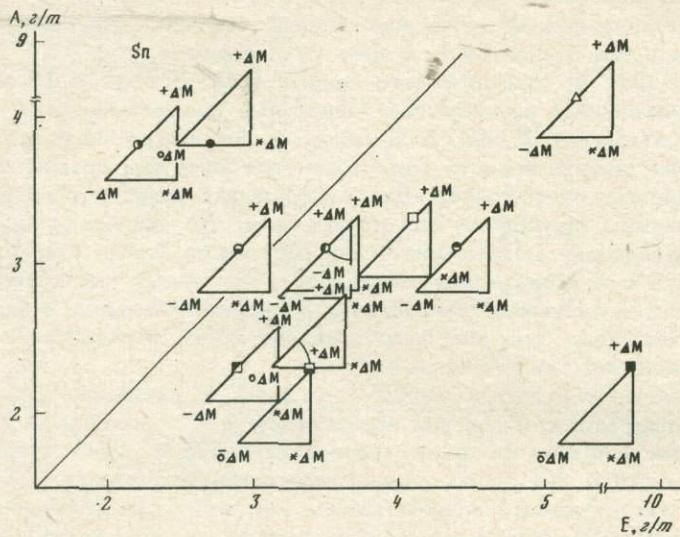
Подчеркнем, что и для аллохтонных, и для автохтонных р.э. рассмотренные закономерности выдерживаются лишь при сравнении однодimensionalных гранитоидов. Для минеральных фаций, принадлежащих различным формациям, они нарушаются, что свидетельствует о различном составе метасоматических растворов, более специализированных в отношении аллохтонных р.э. в орогенных гранитоидах, и излишних петрогенных элементов — в геосинклинальных и моногеосинклинальных, что, как было показано выше, характерно и для домагматического метасоматоза.

Наследование и захват редких элементов. Как указывалось, наследование автохтонных или аллохтонных р.э. нерасщепленными расплавами и захват их меланократовыми шлирами осуществляется, в общем случае, при регрессивном типе гомогенизации каш. Как правило, наследуются и захватываются р.э. из редкометально базифицированных метасоматитов. Следовательно, интенсивность редкометальной базификации ΔR будет лимитировать возможности, а степень перегревости Δt определять полноту проявления обсуждаемых процессов. Зависимость между этими характеристиками и интенсивностью наследования — захвата ($*\Delta M - \circ\Delta M$) сложная, так как при возрастании ΔR увеличивается и $*\Delta M$, и $\circ\Delta M$, тогда как возрастание Δt приводит к уменьшению $\circ\Delta M$, но увеличению $*\Delta M$.

График рис. 7, суммирующий данные табл. 3 [11] и 1, обнаруживает ожидаемые закономерности. Заметим, что при его анализе нет необходимости учитывать различную формационную принадлежность гранитоидов, так как ордината $\Delta R - \Delta C_r$ (параметр — ΔC_r веден для компенсации эффекта редкометальной эволюции гомогенного расплава) автоматически учитывает различную редкометальную специализацию метасоматических растворов геосинклинальных, моногеосинклинальных и орогенных гранитоидов.

Редкометальный массообмен и механизмы металлоносности палингенеза

Учитывая показанное выше единство источников петрогенных и р.э., приходим к выводу, что привнос, вынос, наследование и захват определяют редкометальный массообмен матрица \rightleftharpoons очаг палингена-за \rightleftharpoons гранулит-базитовый слой и одновременно создают определенные, характеристические содержания р.э. в нерасщепленных магматических



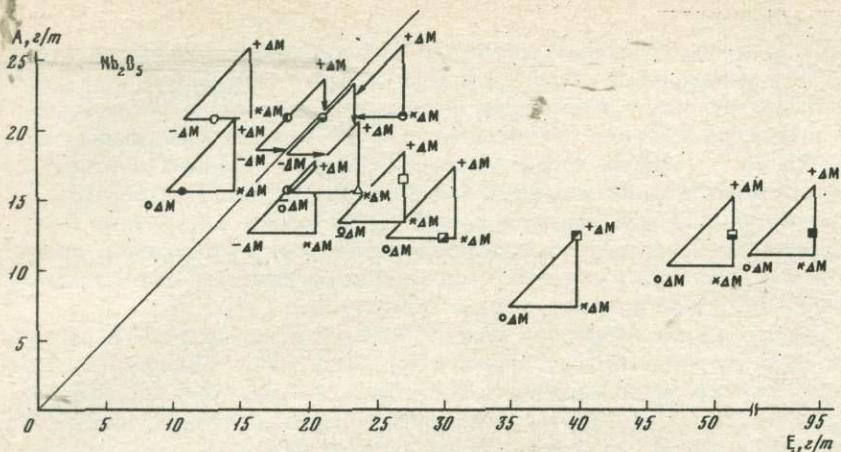


Рис. 8. Относительная роль геохимической специализации матриц (A) и различных механизмов металлоносности: привноса ($+ΔM$), выноса ($-ΔM$), наследования ($*ΔM$) и захвата ($°ΔM$) в создании редкокометальной геохимической специализации нерасщепленных магматических гранитоидов (E) различных минеральных фаций и петротекtonических формаций ($+ΔM$) + ($-ΔM$) + ($*ΔM$) + ($°ΔM$) = 100%

Усл. обозначения те же, что на рис. 5

гранитоидах¹, т.е. являются механизмами массообмена-металлоносности палингенного гранитообразования.

Выяснение относительной роли различных механизмов металлоносности в нерасщепленных автохтонных гранитоидах имеет первостепенное значение для выявления их рудогенерирующих возможностей, так как именно гомогенные расплавы являются геохимическим фоном, на котором развертываются дальнейшие процессы концентрации-рассеяния р.э., сопровождающие расщепление (дифференциацию) этих расплавов.

Привнос-вынос. Привносимый (выносимый) редкий элемент для формации гранитоидов в целом должен привноситься (выноситься) при палингенезе всех или части составляющих ее минеральных фаций. В последнем случае фации без привноса (выноса) должны заимствовать р.э. из матрицы без его выноса (привноса).

Возможности привноса как механизма металлоносности сравнительно невелики: из всех р.э. в нерасщепленных гранитоидах только Ti в габбро и Sn в автомикроклинизированных плагиогранитах

¹ Редкокометальная базификация как механизм металлоносности имеет самостоятельное значение только для юмагматических метасоматитов при прогрессивных геохимических типах распределения р.э. и поэтому далее обсуждаться не будет.

таких и щелочных гранитах формируют максимальные содержания (среди всех минеральных фаций) с помощью этого механизма (рис. 8)¹.

Вынос является негативным механизмом металлоносности и даже при очень высоких содержаниях р.э. в матрицах (например, Li, Be, Rb, Sn в сланцах горно-алтайской серии — исходных породах для автомикроклинизированных плагиогранитов, или Ti в зелено-каменно измененных эфузивах; рис. 8) не может обеспечить металлоносность соответствующих нерасщепленных гранитоидов, преимущественную по сравнению с минеральными фациями, где для перечисленных р.э. действуют иные механизмы.

Захват. Автохтонный или альлохтонный р.э., перешедший в расплав или сконцентрировавшийся в меланократовых шлирах в процессе палингенного гранитообразования хотя бы одной минеральной фации, является соответственно наследованным или захваченным для всей формации в целом, вне зависимости от его геохимического качества во всех остальных минеральных фациях этой формации.

Подобно выносу, захват является негативным механизмом металлоносности. Данные рис. 8 показывают, что во всех без исключения минеральных фациях его действие снижает содержания р.э. в нерасщепленных гранитоидах по сравнению с матрицами.

Наследование. Этот геохимический процесс широко распространён во всех трех гранитоидных формациях. Из всех рассмотренных наследование является самым мощным механизмом металлоносности, реализующимся и для автохтонных, и (в более высокой степени) для альлохтонных р.э.; именно в последнем случае он чаще создаёт максимальные концентрации р.э. в нерасщепленных гранитоидах. Действительно, механизм наследования обеспечивает наибольшие среди всех минеральных фаций содержания автохтонных р.э. только в 4 случаях: в нерасщепленных автомикроклинизированных плагиогранитах (Li и Rb), щелочных гранитах (U), монашпатовых субщелочных гранитах (Mo), тогда как для альлохтонных р.э. тот же результат достигается в 7 случаях: U — в моногеосинклинальных гранитоидах, Ta, Nb, Be и Li — в щелочных гранитах, Nb и Be — в плагиосиенитах (см. рис. 8). Причина очевидна. Эффект наследования автохтонных р.э. нивелируется негативным выносом или захватом; эффект наследования альлохтонных усиливается их привносом. Так, в приведенных примерах отмечаются и максимальные интенсивности привноса наследуемых р.э.: +ΔM для U в автомикроклинизированных плагиогранитах составляет 56,2; Ta, Nb, Be и Li в щелочных гранитах — соответственно 33,3; 24,6; 53,8 и 13,8; Nb и Be в плагиосиенитах — 35,3 и 51,0 (см. табл. 1).

Данные табл. 1 позволяют охарактеризовать редкometальный массообмен палингенеза в целом (рис. 9) и сравнить его с массообменом главных элементов. В ряду последовательных генераций

¹ Из-за экономии приведены только 3 графика из 10, описывающих механизмы металлоносности для всех проанализированных р.э.

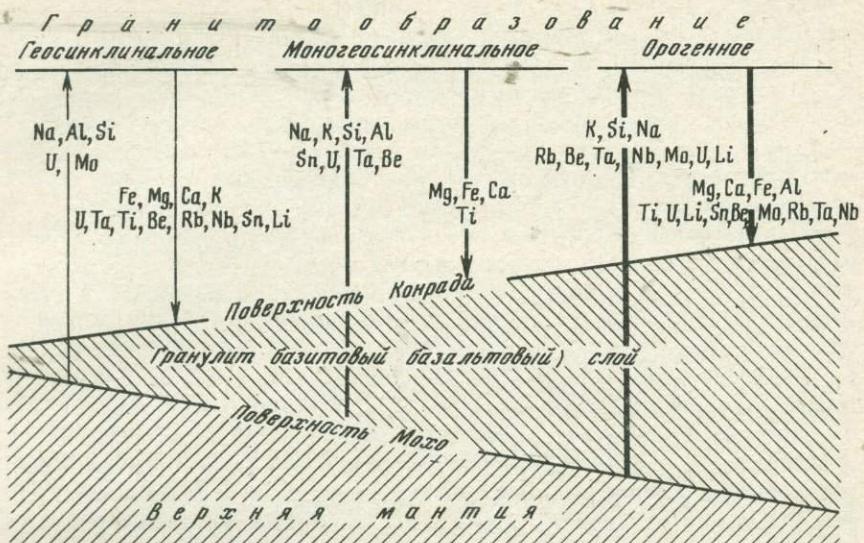


Рис. 9. Схема петрогенного и редкометального массообмена палингеноное гранитообразование \Rightarrow гранулит-базитовый слой континентальной коры; толщина стрелок отражает интенсивность массообмена

гранитоидов, от геосинклинальной к моногеосинклинальной и орогенной формации, устанавливается следующая эволюция редкометальных механизмов массообмена палингенеза. Привноса: U¹, Mo \rightarrow Sn, U, Ta, Be \rightarrow Rb, Be, Ta, Nb, Mo, U, Li; захвата: U, Ta, Ti, Be, Rb, Nb, Sn, Li \rightarrow Ti \rightarrow Ti, U, Li, Sn, Be, Mo, Rb, Ta, Nb; наследования: Nb, Li, Ta, Rb, Mo, Sn, Ti, U \rightarrow Li, Nb, Rb, U, Ti \rightarrow Nb, Li, Ta, Ti, U, Mo, Sn, Be, Rb; вынос осуществляется только в моногеосинильных гранитоидах: Li, Sn, Mo, Be, Ta, Rb.

Таким образом, в отличие от петрогенного массообмена, где вынос отсутствует вообще, а для всех остальных механизмов массообмена в последовательных генерациях гранитоидов происходит закономерная эволюция набора главных элементов и увеличение интенсивности массообмена [11], для р.э. закономерная эволюция характерна только в отношении привноса; наследование, захват и вынос р.э. меняются беспорядочно. Однако интенсивность массообмена и для р.э. в общем монотонно нарастает. Привнос: 17,1 \rightarrow 194,7 \rightarrow 200,3; захват: 55,0 \rightarrow 37,8 \rightarrow 101,8; наследование: 45,8 \rightarrow 150,4 \rightarrow 153,8 (табл. 1).

Важно установить: закономерна ли полученная картина в рамках изложенных петролого-петрохимической и геохимической моделей

¹ Подчеркнуты элементы, для которых привнос, вынос, наследование, захват статистически значимы.

палингенеза или она обусловлена случайными причинами. Ответ на поставленный вопрос является положительным.

Закономерное усложнение набора аллохтонных петрогенных и р.э. и возрастание интенсивности их привноса при палингенезе в последовательных гранитоидных формациях может объясняться только единственным источником этих элементов в растворах-инициаторах гранитообразования. Предполагается, как указывалось, что этим источником являются метаморфические реакции (главным образом гранулитизации и эклогитизации) в гранулит-базитовом слое. При наращивании мощности континентальной коры, происходящем параллельно со сменой последовательных гранитоидных формаций, к границам этих фациальных переходов сверху неизбежно будет поступать вещество гранулит-базитового слоя все более обогащенное р.э., захваченными шлирами из палингенных гранитоидов предыдущих формаций. Другими словами, р.э., перемещенные шлирами на поверхность гранулит-базитового слоя при процессах гранитообразования в ранних формациях, мобилизуются метаморфическими реакциями в растворы-инициаторы палингенеза в более поздних формациях. Интенсивность захвата р.э. в последовательных генерациях гранитоидов увеличивается и, следовательно, возрастание интенсивности привноса их в ряду формаций получает свое объяснение.

Следствия изложенного очень важны. Привнесенные петрогенные элементы расходуются на домагматический метасоматоз матрицы, анатектическое плавление метасоматитов, гомогенизацию каши, т.е. в конечном итоге на разрастание автохтонного плутона. При этом (если состав матрицы и физико-химические условия палингенеза не меняются) минеральный и петрогенный элементный состав и интенсивность наследования и захвата остаются постоянными.

Наличие или отсутствие в метасоматитах р.э. (во всяком случае, в кларковых количествах) никак не оказывается на начале анатексиса, и, следовательно, скорость фронта магматического захвата, определяемая скоростью миграции недостающих регрессивных петрогенных элементов, не может в общем случае совпадать со скоростью привноса-выноса р.э. Отсюда непосредственно следует, что в процессе разрастания автохтонного плутона гранитоидов геохимические типы распределения р.э. вне зависимости от их источников, т.е. механизмы массообмена-металлюносности должны закономерно сменять друг друга. В связи с уменьшением миграционной способности во времени произойдет следующая эволюция геохимических типов распределения р.э.: аллохтонных $-A \rightarrow B \rightarrow C$; автохтонных $-B \rightarrow -aB \rightarrow -bB \rightarrow C$ (или $-d^B$ — для наименее подвижных р.э.), после чего процесс гранитообразования приобретет (в отношении этих р.э.) стационарный характер. Это означает, что начало палингенеза в отношении легко подвижных и аллохтонных, и автохтонных р.э. имеет прогрессивный ($A_+, B_+, -aB$ — типы распределения), а середина и конец — комбинированный ($C_-, -bB$ — типы) или регрессивный ($-C$ и $-d^B$ — типы) термодинамический характер. Отсюда следуют два важных вывода.

1. На начальных этапах гранитообразования палингенез является источником автохтонных р.э., обуславливающим появление ореолов аномально высоких их содержаний в неизмененных матрицах (в монофациальных) или перераспределение р.э. между различными минеральными фациями (в полифациальных формациях) и коллектором аллохтонных р.э. При достижении стационарного состояния (и затем сколь угодно долго) палингенез оказывается трансформатором, обеспечивающим массообмен и автохтонных, и аллохтонных р.э. между гнейсо-гранитным и гранулит-базитовым слоями континентальной коры.

2. В начале палингенеза преобладают позитивный маломощный (привнос) или негативный (вынос) механизмы металлоносности. При достижении стационарного состояния процесса они сменяются наиболее мощным механизмом — наследованием, сочетающимся с негативным захватом. Время достижения стационарного состояния и эффективность наследования будут возрастать по мере увеличения миграционной способности р.э. вне зависимости от его источника.

Таким образом, геологическое время является важнейшим геохимическим фактором палингенеза; оно вызывает последовательную смену все более мощных механизмов металлоносности и регулирует редкометальный массообмен его. Достижение стационарного состояния процесса гранитообразования занимает длительное время и зачастую (о чем свидетельствуют многообразие и распространенность иных, чем $+C$ -типов геохимического распределения р.э.) к моменту времени, фиксируемому геологическим наблюдением, не осуществляется вообще. Отсюда становится понятной кажущаяся незакономерность эволюции выноса, захвата и наследования в ряду последовательных генераций гранитоидов, о чем упоминалось выше.

В отличие от р.э. аналогичная эволюция захвата-наследования и отсутствие выноса петрогенных элементов являются результатом стационарного палингенеза. Это состояние процесса достигается в момент появления первой порции нерасщепленного магматического расплава и объясняет постоянство минерального состава автохтонных plutонов одной фации самого различного размера.

Следовательно, геологическое время не является фактором петрогенного баланса палингенеза. Ранее указывалось [11], что главные и р.э. обладают двумя кардинальными различиями. Во-первых, главные элементы формируют породообразующие минералы, т.е. находятся в концентрированной форме, масса которой для р.э. (при кларковых содержаниях их) пренебрежимо мала по сравнению с рассеянной. Во-вторых, внутри генетических фаций палингенеза петрогенные элементы меняют свои содержания монотонно, а р.э. — волнообразно. Зависимость редкометальных механизмов массообмена-металлоносности палингенеза от геологического времени и независимость от него петрогенного массообмена является третьим кардинальным различием р.э. и главных элементов в процессах гранитообразования.

Выводы

1. На основе петролого-петрохимической модели палингенеза, используя различия в средних содержаниях р.э. в генетических фациях гранитоидов и сравнивая силу корреляционных связей между р.э. и петрогенными элементами, разработаны априорные геохимические модели палингенеза. Сопоставление их с реальными аналитическими данными позволило: а) получить генерализованные ряды миграционной способности р.э. в различных минеральных фациях и формациях; б) провести разделение р.э. на автохтонные и аллохтонные, недостающие и излишние, прогрессивные и регрессивные, выносимые, захваченные и унаследованные; в) дать поэлементную количественную оценку интенсивности домагматического редкометального метасоматоза, базификации, эволюции гомогенного нерасщепленного расплава, привноса, выноса, наследования и захвата р.э.; г) конкретизировать геохимические А-, В- и С-типы распределения р.э. и показать, что принадлежность к одному из них однозначно определяется источником р.э., его миграционной способностью по отношению к недостающим регрессивным петрогенным элементам, термодинамическим типом палингенеза.

2. Миграционная способность прогрессивных р.э. превышает подвижность недостающих регрессивных петрогенных элементов. Гомогенизация каш в отношении прогрессивных р.э. осуществляется в условиях их непрерывного привноса-выноса. Распределение прогрессивных р.э. не зависит от степени перегрева матриц по отношению к температурам гранитоидных эвтектик, и они не испытывают наследования и захвата. Миграционная способность регрессивных р.э. по сравнению с недостающими регрессивными петрогенными понижена. При гомогенизации каш регрессивные р.э. полностью наследуются и захватываются нерасщепленными гранитоидами. Р.э., в отношении которых палингенез имеет комбинированный регрессивно-прогрессивный или прогрессивно-регрессивный характер, резко меняют подвижность в различных генетических фациях.

3. Устанавливается четкое соответствие между количественными характеристиками петролого-петрохимической и геохимической моделями палингенеза: а) интенсивность домагматического редкометального метасоматоза и привноса р.э. прямо и линейно коррелируется со степенью метасоматической переработки матриц в отношении петрогенных элементов и интенсивностью их привноса-выноса соответственно; б) интенсивность редкометальной базификации для аллохтонных р.э. прямо зависит от степени проявления домагматического метасоматоза в отношении недостающих петрогенных элементов; для автохтонных р.э. эта характеристика связана с интенсивностью метасоматоза в отношении излишних петрогенных элементов обратной зависимостью. В обоих случаях степень проявления редкометальной базификации увеличивается по мере усиления различий между содержаниями р.э. в матрице и анатектите; в) суммарная интенсивность наследования и захвата прямо корре-

лируется с интенсивностью редкометальной базификации; одновременно наследование прямо, а захват обратно зависит от степени перегрева матрицы по отношению к температуре гранитоидной эвтектики.

4. Геохимические типы распределения р.э. являются редкометальными механизмами массообмена—металлоносности палингенеза. От геосинклинальной к моногеосинклинальной и орогенной формации устанавливается закономерное усложнение набора привносимых р.э. и интенсивности всех механизмов массообмена, однако вынос, захват и наследование в последовательном ряду формаций меняются незакономерно. Усложнение набора аллохтонных петрогенных и р.э. и увеличение интенсивности их привноса при палингенезе в последовательных гранитоидных формациях свидетельствуют об единстве источника этих элементов в сквозьмагматических растворах и являются, следовательно, результатом эволюции массообмена между гнейсо—гранитным и гранулит—базитовым слоями континентальной коры при возрастании степени ее зрелости. Усиливающийся захват автохтонных р.э. меланократовыми шлирами, транспортирующими их на дно магматических камер, обеспечивает прогрессирующее увеличение их содержаний в верхней части гранулит—базитового слоя. В результате, при метаморфических реакциях гранулитизации и эклогитизации в его нижней части в растворы—инициаторы палингенеза сбрасывается последовательно возрастающая масса все более разнообразных р.э., что и обуславливает закономерную эволюцию их привноса в ряду последовательных формаций гранитоидов.

5. Геохимические типы распределения р.э. в генетических фациях гранитоидов во времени (т.е. по мере разрастания автохтонных plutонов) закономерно сменяют друг друга. Аллохтонные р.э.: $A_+ \rightarrow B_+ + C$; автохтонные: $\begin{matrix} -a \\ -b \end{matrix} B \rightarrow \begin{matrix} -c \\ -d \end{matrix} C$. Распределение р.э. по $\pm C$ -типам свидетельствует о том, что в отношении их процесс палингенеза достиг стационарного состояния, а прогрессивный тип гранитообразования, сопровождающийся только привносом—выносом р.э., сменился комбинированным или регрессивным, обеспечивающим максимальное проявление (наряду с привносом) механизмов наследования и захвата. Для легко подвижных р.э. стационарное состояние палингенеза достигается в течение длительного времени и зачастую во временном интервале гранитообразования в отдельной формации не достигается вообще. Для петрогенных элементов, наоборот, процесс гранитообразования приобретает стационарное состояние сразу же после появления первой порции гомогенного не-расщепленного расплава. Следовательно, в отличие от петрогенных элементов, механизмы выноса, наследования и захвата р.э. должны изменяться в ряду последовательных генераций гранитоидов незакономерно, что и наблюдается в действительности.

6. С течением времени негативные (вынос) или маломощные (привнос) механизмы металлоносности палингенеза сменяются (в сочетании с захватом) наследованием, обладающим в отношении металлоносности максимальными возможностями, возрастающими

по мере увеличения миграционной способности р.э. вне зависимости от их источников. Для наименее подвижных автохтонных р.э. стационарное состояние палингенеза обладает негативным механизмом захвата. Итак, в отличие от петрогенных, р.э. в палингенезе характеризуются механизмами массообмена—металлоносности, для которых важнейшим фактором является геологическое время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В.А., Алехин Ю.В. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. — В кн.: Тезисы докладов 1-го семинара по кинетике и динамике геохимических процессов. М., 1971.
2. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. К вопросу о влиянии вмещающих габбро на кислотность—щелочность эндоконтактовых частей гранитных и нефелин—сиенитовых массивов. — Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 1.
3. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
4. Коржинский Д.С. Физико—химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
5. Коржинский Д.С. Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
6. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
7. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973.
8. Павленко А.С. Шелочно—метасоматические процессы приконтактового типа. — В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
9. Павленко А.С., Лувсандаанзан Б., Павленко В.С. и др. Петролого—тектонические формации гранитоидов Монгольской Народной Республики в связи с проблемой металлогенического прогнозирования. — В кн.: 30 лет АН МНР. Улан—Батор, 1970.
10. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально—Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974.
11. Павленко В.С. Петрохимия и петрология гранитоидного палингенеза. — Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд—ние геол., 1978, т. 53, № 1.
12. Павленко В.С., Павленко А.С. Геохимия гранитоидного палингенеза. — В кн.: Геохимия гранитоидного процесса. М.: Наука, 1978.
13. Павленко В.С., Павленко А.С., Лувсандаанзан Б. Минералогия и петрохимия палингенного гранитообразования. — Геохимия, 1975, № 4.
14. Павленко В.С., Вороновский С.Н., Дергунов А.Б., Лувсандаанзан Б. История развития гранитоидов Западной Монголии. — Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд—ние геол., 1977, т. 2, № 3.
15. Нейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозоиды Европы и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., 1972, № 12.
16. Статистические методы при геохимических поисках месторождений. М.: ИМГРЭ 1973.

ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Среди известных рудных провинций трудно найти примеры таких территорий, которые отличались бы монометальным оруденением. Обычно на одних и тех же площадях сосредоточены месторождения нескольких металлов. Однако имеются сочетания металлов, промышленные скопления которых либо встречаются вместе крайне редко, либо вообще не образуют пространственных ассоциаций. К их числу относится, в частности, пара олово – молибден [1, 13, 14].

Общая характеристика оловорудных и молибденовых провинций

В мире не известно ни одного промышленного месторождения, в котором олово и молибден содержались бы в соизмеримых количествах. Буквально по пальцам можно пересчитать и те объекты, в которых вообще встречаются руды обоих металлов. Они представлены существенно молибденовыми (вольфрам–молибденовыми) месторождениями, в которых развиты поздние кассiterитсодержащие парагенезисы, имеющие сугубо подчиненное значение (Караоба, Актюз в СССР, Клаймакс в США, Корраль–де–Пьедро в Мексике, Маунт–Плезант в Канаде), а также оловорудными месторождениями, в которых отложению кассiterита предшествует формирование небольших молибденитовых рудных тел (Учкошкон в СССР, Крупка в ЧССР).

Отчетливо разобщены и ареалы распространения оловорудных и молибденовых месторождений (рис.1). В пределах оловорудных провинций либо вовсе нет сколько–нибудь крупных проявлений молибденовой минерализации (Корнуолл, Западные Рудные горы, Центральная и Южная Боливия), либо встречаются только мелкие месторождения, значительно уступающие по масштабу оловорудным и, как правило, предшествующие им во времени (Восточные Рудные горы, Восточная Австралия). В молибденовых провинциях, наоборот, либо совершенно отсутствуют кассiterитовые руды (почти вся Альпийская Европа, Северное Прибалтизье, Кордильеры США), либо встречаются мелкие оловорудные месторождения, представленные главным образом залежами массивных сульфидных руд с тонкой вкрапленностью кассiterита. Такие рудопроявления и мелкие (по олову) месторождения известны на Северном Кавказе (Малый Мукулан и ряд других проявлений в Тырныаузском рудном поле), в Канадских Кордильерах (Сулливан), в Северных Аппалачах (Маунт–Плезант), в Перуанских Андах (Серро–де–Паско) и в других регионах [18]. Пространственное разделение оловорудных и молибденовых провин-

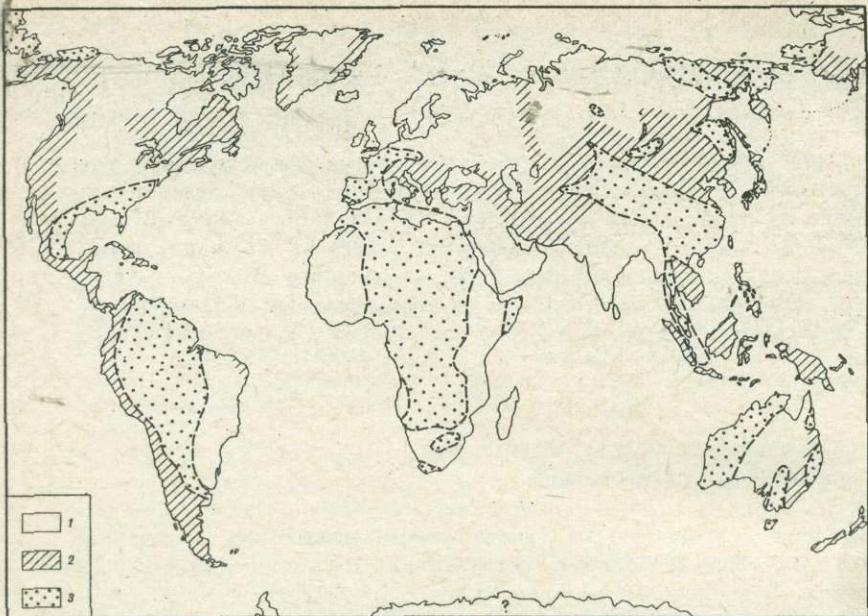


Рис. 1. Схема размещения оловорудных и молибденовых провинций

1, 2 – блоки с преобладанием месторождений молибдена, бериллия, ниобия, в том числе молибденовые рудные провинции (2), 3 – блоки с преобладанием оловорудных месторождений

ций, подчеркнутое в свое время [14] для Забайкалья, отчетливо выражено на всех континентах и может рассматриваться как глобальная закономерность.

Как для молибденовых, так и для оловорудных провинций характерна преемственность металлогенической специфики разновозрастных эпох. Наиболее показательна в этом отношении Африка, где в оловорудных блоках известны, по крайней мере, четыре возрастные группы кассiterитовых месторождений – от оловоносных пегматитов, сформированных более двух миллиардов лет тому назад, до апогранитных метасоматических залежей и жил мезокайнозойского возраста. В противоположность Африке, на большей части Северо-Американского континента, начиная с раннего докембра и до кайнозоя, возникали молибденовые месторождения. Пояс оловорудных месторождений Боливии, в котором сосредоточены месторождения триасового, миоценового и плиоценового возраста, расположен на краю того же металлогенического блока, в котором известно и докембрийское кассiterитовое оруднение (месторождения Рондонии в Бразилии). Позднемеловые и палеогеновые кассiterитовые месторождения Сихотэ-Алиня находятся рядом с палеозойскими оловорудными месторождениями Ханкайского массива. Аналогичные

соотношения известны и в других местах. Важно подчеркнуть, что корни металлогенической специализации отдельных блоков, как это видно на примерах Африки, Северной и Южной Америки, уходят в глубокий докембрий.

Геологическое строение оловорудных и молибденовых провинций гетерогенно. Они охватывают фанерозойские подвижные пояса и кратоны, стабилизированные в докембрии, иногда фрагменты тех и других. Размеры металлогенических провинций также различны. Создается впечатление, что оловорудные провинции в целом представляют собой некие ядра, которые окружены более широким и непрерывным пространством с иной металлогенической спецификой (см. рис. 1).

Границы оловорудных и молибденовых блоков в одних случаях очень четкие, как например, раздел между Перуанско-Чилийскими и Боливийскими Андами или между Западно-Забайкальской и Хэнтей-Даурской зонами; в других регионах эти границы более размыты (Южный Казахстан, Бетпакдала). При точном совпадении границ металлогенических провинций с контурами тех или иных тектонических зон иногда можно видеть небольшие заливы — участки с чуждой для данной зоны металлогенезом. Так, при общем молибденовом профиле металлогенеза Альпийского подвижного пояса в нем имеется оловорудный залив в районе Спишско-Гемерских гор в Словакии [3]. Кассiterитовое оруденение приурочено здесь к позднемеловым гранитам, прорывающим породы палеозойского фундамента, который является продолжением структур Чешского массива под Восточными Альпами и Западными Карпатами [21]. Таким образом, металлогенические особенности данного региона определяются характером древнего фундамента, который оказывается таким же, как и в палеозойской оловорудной провинции Западной и Центральной Европы. Комплекс основания на осьтальной части Альпийского пояса, вероятно, имеет иную природу.

Боливийские Анды, заложенные на краю докембрийского оловорудного блока Центральной Бразилии, в металлогеническом отношении резко отличаются от расположенного рядом молибденового пояса Перуанских и Чилийских Анд, несомненно, имеющего другое основание. Разнородный фундамент, вероятно, подстилает восточное окончание оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья. Наряду с районами, в которых развиты месторождения олова и вольфрама (Кукульбейский, Боршовочный), здесь обособляются блоки с молибденовым оруденением, например, Шахтаминский [4].

Пространственное разделение оловорудных и молибденовых провинций является частным выражением более общей закономерности, которая проявлена в распределении месторождений и других металлов. Так, около трех четвертей мировых запасов вольфрама, заключенного в вольфрамите и шеелите, приходятся на месторождения, которые расположены в молибденовых провинциях. В этих провинциях находятся и все самые крупные вольфрамовые место-

рождения. Здесь же, по данным Э.Ф. Минцера, сосредоточена и преобладающая часть учтенных запасов висмута, заключенных в вольфрамовых месторождениях.

Вне оловорудных провинций размещена большая часть гидротермальных месторождений берилля, в том числе и все самые крупные промышленные объекты. В оловорудных провинциях кроме акцессорного берилла в грейзенах, не имеющего самостоятельного промышленного значения, бериллиевая минерализация связана только с редкими интрузивными телами литий-фтористых альбит-алекситов. Главным рудным минералом в подобных месторождениях является хризоберилл, с которым ассоциируют гельвин и фенакит. Месторождения этого типа, примером которых служит участок Лост-Ривер на Аляске, расположены в краевых частях оловорудных провинций вблизи границ с молибденовыми блоками.

Наиболее крупные месторождения берилля в пегматитах, известные в Северной Америке, на востоке Бразилии, в Восточной и Южной Африке, на Мадагаскаре, в Индии [9], также находятся вне оловорудных блоков. В пределах последних берилл встречается лишь в комплексных редкометальных пегматитах [11], где он обычно имеет второстепенное промышленное значение.

В размещении месторождений tantalа и ниobia также можно уловить корреляцию с распределением в пространстве месторождений олова и молибдена. Так, редкометальные граниты, которые содержат tantalит-колумбит и характеризуются высоким Ta/Nb отношением в рудах, известны только в оловорудных провинциях. Колумбитовые и пирохлор-колумбитовые месторождения с низким Ta/Nb отношением в рудах, которые приурочены к агпайтовым и близким к агпайтовым гранитам, за редким исключением расположены вне оловорудных провинций.

Размещение массивов карбонатитов и щелочных пород, несущих tantal-ниобиевое оруденение, как известно, контролируется разрывными нарушениями рифтогенной природы, многие из которых являются сквозьструктурными [16]. Однако рассматривая размещение этих пород на земном шаре [2], нельзя не обратить внимания на то, что преобладающая часть щелочных и карбонатитовых массивов с промышленным редкометальным оруднением расположена вне оловорудных блоков. Так, среди крупнейших месторождений Северной, Южной Америки и Африки в пределах оловорудных провинций находится лишь карбонатитовый массив Луэш в Зaire, да и тот приурочен к частному ответвлению рифтовой системы, которая в основном протягивается восточнее.

Таким образом, если попытаться разделить поверхность континентов на крупные редкометальные провинции, то оловорудным блокам следует противопоставить блоки с преобладанием молибденового, бериллиевого и ниобиевого оруднения (см. рис. 1). При этом существенно ниобиевые месторождения обнаруживают более тесную пространственную связь с бериллиевыми, нежели с молибденовыми месторождениями. В этом отношении интересны сведения об обна-

ружении докембрийской тантало-ниобиевой минерализации на участке с гидротермальным редкометальным оруденением, имеющим мезойский возраст [10].

Специфика редкометальной металлогенеза как отражение особенностей развития орогенного магматизма

Почти все гидротермальные месторождения олова, молибдена, вольфрама, берилля и значительная часть месторождений тантала и ниobia в редкометальных гранитах связаны во времени и пространстве с орогенными магматическими ассоциациями. Развитие орогенного магматизма в оловорудных и молибденовых провинциях обнаруживает важные систематические отличия (табл. 1), которые в значительной мере и определяют металлогеническую специфику соответствующих блоков.

Характерной особенностью оловорудных провинций является отсутствие раннеогенного магматизма. В течение раннеогенного этапа в этих провинциях происходило накопление амагматичной нижней молассы. Во многих молибденовых провинциях одновременно с нижней молассой формируются вулканические серии преимущественно андезито-дакитового состава, которые сменяются комагматичными интрузивами кварцевых диоритов, гранодиоритов, адамеллитов. С порфировыми фациями этих интрузивов связано медно-молибденовое оруденение [12]. В оловорудных провинциях, лишенных раннеогенного магматизма, медно-молибденовое оруденение отсутствует. Пространственный антагонизм оловорудных и медно-молибденовых месторождений [20] можно рассматривать как закономерность, не имеющую исключений, что необходимо учитывать при прогнозных оценках любого региона. В частности, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР оловорудные блоки должны быть исключены из числа территорий, перспективных на медно-порфирное оруденение. Промышленные медно-молибденовые месторождения можно обнаружить только в пределах молибденовых провинций с развитым раннеогенным магматизмом нижнемелового возраста (Алазейская (?), Олойская, Тайгоносская зоны), а также в зонах кайнозойского раннеогенного магматизма (Срединный хребет Камчатки). Раннеогенный магматизм не получает развития и в некоторых молибденовых провинциях, в которых также нет медно-порфировых месторождений (Забайкалье, Япония).

Первый позднеогенный магматический цикл (см. табл. 1) в оловорудных провинциях начинается с незавершенных [7] гранитоидных серий, которые сопровождаются шеелитовым оруденением (Агылкинское, Восток-2 и другие месторождения). В молибденовых провинциях латеральными эквивалентами этих ассоциаций служат завершенные магматические серии, в состав которых входят риолиты и граниты. С ними сопряжены шеелит-молибденитовые месторождения (Чорух-Дайрон, Сандон).

Таблица 1

Схема развития фанерозойского орогенного магматизма в редкометальных рудных провинциях

Магматические циклы	Магматические ассоциации	Молибденовые провинции	Оловорудные провинции
Второй поздне-орогенный, неполный (посторогенный)	Габбро-сиенит-гранитная (базальт-трахит-риолитовая)	<p>Вулканические и интрузивные серии базальт (габбро)-трахит (сиенит)-риолитового (гранитного) состава; большое количество эффузивов, даек, порфировых интрузивов; вулкано-плутонические структуры центрального типа, кольцевые комплексы; доля основных, щелочных и субщелочных пород бывает значительной</p> <p><u>Месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама (вольфрамит), мелкие кассiterит-сульфидные месторождения</u></p>	<p>Вулканические и интрузивные серии существенно риолитового (гранитного); состава; большое количество даек, порфировых интрузивов; характерны граниты, обогащенные фтором, литием, бором главным образом, микроклин- и альбит-аляскиты: в отдельных рудных провинциях развиты латиты и монцонитоиды</p> <p><u>Месторождения олова (широко развиты кассiterит-силикатный и кассiterит-сульфидный типы), вольфрама (вольфрамит), редких металлов</u></p>
Первый поздне-орогенный	Аляскитовая	<p>Интрузивные серии, сложенные лейко-гранитами, микроклин-аляскитами, гранит-порфирами; немногочисленные базитовые дайки</p> <p><u>Месторождения молибдена, вольфрама (вольфрамит, шеелит), редких металлов</u></p>	<p>Интрузивные серии, сложенные лейко-гранитами, микроклин-аляскитами, гранит-порфирами</p> <p><u>Месторождения олова, вольфрама (грейзеновый, кварцево-жильный типы)</u></p>

Гранитная		Биотитовые граниты	Биотитовые граниты, редкометальные пегматиты
Диорит-гранодиорит-адамеллитовая (латит-риодатитовая)	Вулканические и интрузивные серии от андезито-базальта (габбро-диорита, монцонита) до риолита (гранита) Месторождения <u>вольфрама</u> (шеелит), <u>молибдена</u>		Интузивные серии от кварцевого диорита до гранодиорита и адамеллита Месторождения <u>вольфрама</u> (шеелит), мелкие проявления молибдена
Ранне-ороген-ный	Габбро-диабаз-гранитная	Базитовые дайки, биотитовые граниты Месторождения <u>мо-либдена</u>	Амагматичная сероцветная моласса, обычно угленосная
	Габбро-диорит-гранодиоритовая (базальт-андезит-датитовая)	Вулканические и интрузивные серии от базальта (габбро) до даци-та-риодата (гранодиорита-адамеллита) Месторождения <u>меди</u> и <u>молибдена</u>	
Примеры провинций	Северное Прибал-хашье; Запад США	Урал	Дальний Восток, Северо-Восток СССР; Рудные Горы; Корнуолл

Первый позднеорогенный цикл завершается интрузивными телами микроклин-аляскитов и гранит-порфиров. В молибденовых провинциях с ними связаны месторождения молибдена и вольфрама (Центральный Казахстан, Западное Забайкалье), а также, возможно, некоторые берилловые проявления в грейзенах. В оловорудных провинциях аляскиты сопровождаются кассiterит-вольфрамитовыми месторождениями в грейзенах и кварцевых жилах (Западные Рудные горы, Хэнтэй-Даурская зона в Монголии и Советском Забайкалье).

Второй позднеорогенный магматический цикл заканчивается несколько иными ассоциациями изверженных пород. В их составе значительное, если не ведущее место занимают вулканиты и малые интрузивы субвулканического типа. Для молибденовых провинций характерны базальт-траплит-риолитовые вулканические серии и коррективные им интрузивные образования, которые сопровождаются месторождениями молибдена, вольфрама, бериллия, тантала-ниобия. В оловорудных провинциях на этом возрастном уровне получают развитие существенно риолитовые вулканические серии, а также серии малых интрузивов и даек, с которыми сопряжены месторождения кассiterит-силикатного и кассiterит-сульфидного типов, в том числе и крупные рудные объекты.

К завершающим членам второго позднеорогенного цикла относятся и почти все массивы редкометальных гранитов. В оловорудных провинциях они представлены пломазитовыми альбит-аляскитами с колумбитом-танталитом и кассiterитом, а в молибденовых провинциях — аглайтовыми породами с колумбитом и пирохлором.

Платформенные магматические ассоциации в оловорудных и молибденовых блоках обладают определенным сходством. Кроме наиболее распространенных базитовых комплексов в тех и других развиты специфические варианты вулканических и интрузивных серий, которые завершаются риолитами и гранитами (молодые граниты Нигерии и их аналоги, граниты рапакиви, гранитный комплекс Бушвельда). В оловорудных блоках такие серии сопровождаются кассiterитовым оруденением (Нигерия, Бушвельд), а в блоках с молибденом-бериллием-ниобием характером редкометального оруденения они либо оказываются безрудными (комплекс Уайт-Маунтин в Северных Аппалачах), либо сопровождаются акцессорной редкометальной минерализацией с незначительным развитием кассiterита (Приладожье).

Распределение редкометального оруденения внутри оловорудных и молибденовых провинций

Если большая часть редкометальных месторождений, связанных с пегматитами, щелочными породами и карбонатитами, сосредоточена в пределах кратонов, стабилизованных в докембрии [15], то почти все гидротермальные месторождения Sn, Mo, W, Be, Ta, Nb, сопряженные с известково-щелочным, существенно гранитным магматизмом, размещены в подвижных поясах позднепротерозойского-

фанерозойского возраста. Общая тектономагматическая зональность этих поясов заключается в существовании внутренних эвгеосинклинальных зон, которые окружены краевыми системами [6]. Последние состоят из парагеосинклинальных терригенных и миогеосинклинальных терригенно-карбонатных прогибов, сопряженных с ними геоантиклиналями, парагеосинклинальных и орогенных андезитоидных интрузивно-вулканических поясов. Позднее в подвижных поясах возникают молассовые впадины и прогибы, которые закладываются на срединных и краевых массивах, во внешних тектонических зонах, а также во внутренних зонах вблизи крупных разломов. Поднятые блоки служат ареной интенсивного орогенного магматизма.

Такая зональность характерна для подвижных поясов, относящихся как к оловорудным, так и к молибденовым провинциям. Однако в размещении месторождений внутри провинций можно заметить важные различия. Оловорудные месторождения локализуются во внутренних эвгеосинклинальных зонах, примыкающих к ним терригенных прогибах краевой системы и сопряженных с ними геоантиклиналях.

В прогибах преимущественное развитие получают кассiterитовые месторождения с высоким содержанием сульфидов, а на поднятиях главным образом малосульфидные кварцево-жильные и грейзеновые месторождения. На срединных и краевых массивах сколько-нибудь крупных оловорудных месторождений нет. Молибденовые, бериллиевые и тантало-ниобиевые месторождения сосредоточены преимущественно во внешних тектонических зонах — в краевых системах и примыкающих к ним жестких массивах, причем от внутренних частей краевой системы к периферии подвижного пояса обычно намечается такая зональность: Cu-Mo → Mo → Mo-Be-Nb. Вольфрамовые руды встречаются как во внутренних зонах в виде собственно шеелитовых месторождений или в ассоциации с касситеритом, так и во внешних зонах в ассоциации с молибденитом.

Внутренние эвгеосинклинальные зоны подвижных поясов насыщены аллохтонными и параавтохтонными гранитами плутонического типа, которые соответствуют так называемым водным гранитам, выделяемым уральскими петрологами [17], и S-гранитам австралийских авторов [19]. За исключением редкометальных пегматитов, возможно, генетически связанных с этими гранитами [5], последние совершенно безрудны. В оловорудных провинциях ареалы S-гранитов "выплескиваются" и на внешние зоны, в том числе на срединные и краевые массивы (Ханкайский, Центральный Французский массивы, Восточная Тасмания). Безрудные S-граниты, по-видимому, всюду предшествуют продуктивным магматическим ассоциациям, с которыми сопряжено промышленное касситеритовое оруденение.

Во внешних зонах молибденовых провинций S-граниты развиты спорадически, и известны участки, на которых подобные

Таблица 2

Вещественный состав безрудных биотитовых гранитов и рудоносных рудных полей и месторождений

Окислы, химические элементы и минералы	Биотитовые граниты		Mикроклин-
	оловорудные провинции	мolibденовые провинции	оловорудные провинции
SiO ₂	<u>71,84</u> 0,79 (28)	<u>72,34</u> 0,47 (9)	<u>74,85</u> 1,04 (44)
TiO ₂	<u>0,27</u> 0,10	<u>0,27</u> 0,14	<u>0,13</u> 0,05
Al ₂ O ₃	<u>14,29</u> 0,48	<u>14,36</u> 0,48	<u>13,36</u> 0,72
Fe ₂ O ₃	<u>0,67</u> 0,56	<u>0,91</u> 0,44	<u>0,52</u> 0,39
FeO	<u>1,77</u> 1,11	<u>1,42</u> 0,46	<u>1,18</u> 0,51
MnO	<u>0,06</u> 0,03	<u>0,05</u> 0,02	<u>0,04</u> 0,01
MgO	<u>0,54</u> 0,40	<u>0,52</u> 0,30	<u>0,25</u> 0,12
CaO	<u>1,46</u> 0,56	<u>1,33</u> 0,46	<u>0,77</u> 0,34
Na ₂ O	<u>3,36</u> 1,02	<u>3,39</u> 0,51	<u>3,39</u> 1,05
K ₂ O	<u>4,53</u> 1,31	<u>4,31</u> 0,46	<u>4,61</u> 0,51
P ₂ O ₅	<u>0,18</u> 0,08	<u>0,21</u> 0,11	<u>0,07</u> 0,02
F	<u>0,09</u> 0,03-0,20 (25)	<u>0,13</u> 0,08-0,18 (2)	<u>0,26</u> 0,04-0,74 (19)
Li, г/т	<u>119</u> 76-200 (19)	<u>62</u> 53-70 (2)	<u>199</u> 60-570 (24)
B, г/т	<u>—</u> 6-1170 (14)	<u>10</u> 10-10 (3)	<u>—</u> 8-300 (12)
(Na+K)/Al	0,70	0,72	0,80

ных аляскитов позднеорогенных магматических ассоциаций в преде-

аляскиты		Альбит-аляскиты и эгирин-рибекитовые граниты	
молибденовые провинции, месторождение		оловорудные провинции	молибденовые провинции
мolibдена	ниобия, бериллия		
<u>74,20</u> 0,45	<u>74,28</u> 0,79	<u>75,07</u> 0,59	<u>73,48</u> 1,74
<u>0,14</u> 0,01	<u>0,21</u> 0,08	<u>0,04</u> 0,02	<u>0,13</u> 0,04
<u>13,79</u> 0,70	<u>12,82</u> 0,61	<u>13,58</u> 0,45	<u>11,01</u> 0,71
<u>0,94</u> 0,30	<u>1,14</u> 0,41	<u>0,30</u> 0,18	<u>2,34</u> 0,89
<u>1,04</u> 0,27	<u>0,99</u> 0,58	<u>0,78</u> 0,33	<u>2,36</u> 0,86
<u>0,04</u> 0,02	<u>0,04</u> 0,01	<u>0,05</u> 0,03	<u>0,04</u> 0,01
<u>0,33</u> 0,03	<u>0,33</u> 0,19	<u>0,18</u> 0,08	<u>0,21</u> 0,11
<u>0,98</u> 0,04	<u>1,00</u> 0,48	<u>0,50</u> 0,15	<u>0,28</u> 0,23
<u>3,66</u> 0,16	<u>3,87</u> 0,41	<u>3,88</u> 0,77	<u>4,56</u> 0,11
<u>4,42</u> 0,80	<u>4,41</u> 0,76	<u>4,34</u> 0,50	<u>4,04</u> 0,55
<u>0,08</u> 0,04	<u>0,04</u> 0,04	<u>0,10</u> 0,07	<u>0,04</u> 0,01
<u>0,17</u> 0,04-0,31	<u>0,18</u> 0,07-0,32	<u>0,63</u> 0,12-0,50	<u>0,16</u> 0,15-0,20
<u>75</u> 65-91	<u>46</u> 30-70	<u>732</u> 205-3000	<u>78</u> 50-113
<u>3</u> 2-4	<u>9</u> 2-15	<u>(15)</u> 10-800	
0,78	0,87	0,82	1,08

Таблица 2 (окончание)

Окислы, химические элементы и минералы	Биотитовые граниты		Микроклин-
	оловорудные провинции	мolibденовые провинции	оловорудные провинции
K/(Na+K)	0,47	0,45	0,47
K/Rb	$\frac{139}{99-162}$ (7)	$\frac{172}{164-181}$ (2)	$\frac{79}{31-153}$ (14)
Fe/(Fe+Mg)	0,72	0,72	0,80
Кварц	$\frac{32,6}{9,3}$ (16)	$\frac{32,8}{10,0}$ (8)	$\frac{35,0}{4,8}$ (17)
Калиево-натриевый полевой шпат	$\frac{31,3}{7,7}$	$\frac{31,7}{5,9}$	$\frac{44,3}{7,6}$
Плагиоклаз	$\frac{27,1}{5,8}$	$\frac{30,2}{5,5}$	$\frac{16,6}{7,5}$
Биотит, мусковит	$\frac{8,6}{2,9}$	$\frac{4,5}{1,9}$	$\frac{2,3}{1,4}$
Амфибол, пироксен	-	-	-
Прочие минералы	0,4	0,8	1,8

Примечание: числитель — средние содержания в вес. % или г/т (химический состав), объемн. % (минеральный состав); знаменателем

граниты вообще отсутствуют (Кураминский хребет, Северо-Западное Прибалхашье). Для оловорудных провинций типичны так называемые высокоглиноzemистые граниты и гранитоиды [7], обогащенные слюдами и содержащие гранат и кордиерит. В молибденовых провинциях развиты нормальные биотитовые разности.

Сравнение рудоносных гранитов

Средние составы безрудных S-гранитов, а также лейкократовых гранитов, аляскитов и эгирин-рибекитовых гранитов, которые непосредственно предшествуют во времени оруденению, приведены в табл. 2.

Биотитовые граниты и аляскиты из оловорудных провинций отличаются более высоким K/(K+Na) отношением и более низким K/Rb отношением, а также повышенными концентрациями

аляскиты		Альбит-аляскиты и эгирин-рибекитовые граниты	
мolibденовые провинции, месторождение		оловорудные провинции	мolibденовые провинции
молибдена	ниобия, бериллия		
0,44	0,43	0,43	0,37
$\frac{87}{85-90}$ (4)	$\frac{100}{80-122}$ (7)	$\frac{30}{20-52}$ (8)	$\frac{80}{30}$ (1)
0,77	0,78	0,75	0,92
$\frac{32,4}{6,2}$ (6)	$\frac{37,1}{4,1}$ (7)	$\frac{34,1}{8,1}$ (5)	$\frac{28,0}{3,0}$ (4)
$\frac{45,4}{15,8}$	$\frac{48,1}{5,7}$	$\frac{30,5}{3,1}$	$\frac{24,3}{5,1}$
$\frac{17,8}{5,8}$	$\frac{12,2}{5,8}$	$\frac{28,9}{6,9}$	$\frac{40,0}{12,0}$
$\frac{2,9}{1,7}$	$\frac{1,9}{1,5}$	$\frac{3,9}{1,3}$	$\underline{1,3}$
-	-	-	<u>3,2</u>
1,5	0,7	2,6	0,2

тель — среднее квадратичное отклонение или пределы колебаний; цифры в скобках — количество учтенных месторождений.

F, Li, B. Биотитовые граниты оловорудных провинций содержат много слюд, но общее количество глинозема и коэффициент агпантности в биотитовых гранитах в провинциях того и другого типов практически равны.

Для мolibденовых провинций характерны более поздние аляскитовые и эгирин-рибекитовые разности с высокими значениями коэффициента агпантности.

Геохимические особенности молибденитов и вольфрамитов

Специфика оловорудных и мolibденовых провинций проявлена не только в крупных геологических явлениях, но и в систематической вариации тонких геохимических параметров. Так, молибдениты из месторождений, расположенных в мolibденовых провинциях, отличаются более высокими средними содержаниями рения по сравне-

Таблица 3

Среднее содержание рения в молибденитах (в г/т)

Тип месторождений	Оловорудные провинции	Молибденовые провинции
Медно-молибденовые штокверки		
а) с преобладанием меди	-	780±515 (35)*
б) с преобладанием молибдена	-	49±28 (3)
Шеелит-молибденитовые метасоматические залежи в скарнах	40±10 (4)	366±207 (5)
Кварцевые жилы, грейзеновые зоны, штокверки, метасоматические трубы в гранитах с молибденитом, вольфрамитом и минералами висмута	5±4 (11)	36±17 (18)

* Цифры в скобках — количество месторождений.

нию с молибденитами из однотипных, но значительно более мелких (по молибдену) месторождений, расположенных в оловорудных провинциях (табл. 3).

Статистическое сравнение составов вольфрамитов, выполненное в глобальном масштабе, показывает, что вольфрамиты из молибденово-вольфрамовых и чисто вольфрамовых месторождений, расположенных в молибденовых провинциях, в целом обогащены марганцем по сравнению с вольфрамитами из оловянно-вольфрамовых и чисто вольфрамовых месторождений, расположенных в оловорудных провинциях.

Таблица 4

Среднее содержание $MnWO_4$ в вольфрамитах (вес. %)

Поколения месторождений (от ранних к поздним)	Молибденит-вольфрамитовые и вольфрамитовые месторождения в молибденовых провинциях	Касситерит-вольфрамитовые и вольфрамитовые месторождения в оловорудных провинциях
1	61±16 (2)*	47±23 (71)
2	57±17 (19)	28±13 (25)
3	71±17 (14)	21±7 (7)
4	90±6 (4)	-
5	5±2 (9)	4±2 (12)

* Цифры в скобках — количество месторождений.

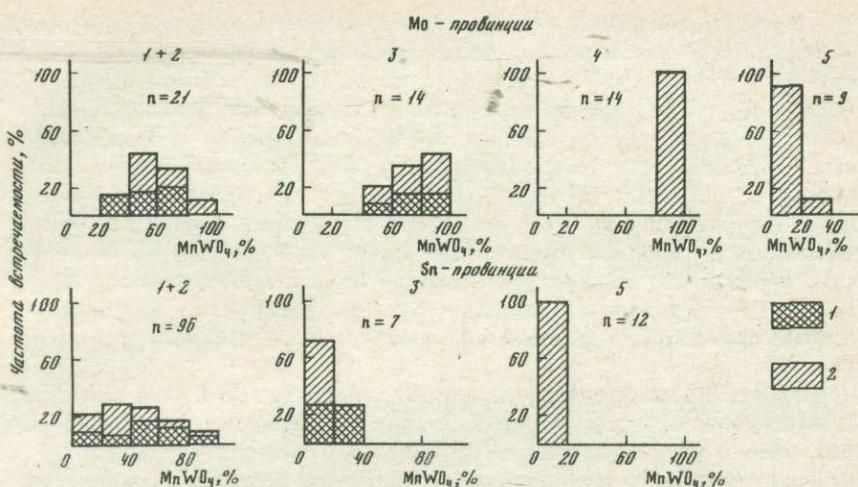


Рис. 2. Распределение $MnWO_4$ вольфрамитах (по данным многих авторов)

Вольфрамиты: 1 – рудных тел, расположенных в гранитах рудоносных магматических ассоциаций и в их ближайшем экзоконтакте (месторождения ближней зоны), 2 – рудных тел, расположенных в более древних породах (месторождения дальней зоны)

Цифры на рисунке – поколения вольфрамитовых месторождений, соответствующие табл. 4, и количество месторождений (n)

Эта статистическая закономерность подтверждается как характером распределения $MnWO_4$ (рис. 2), так и средними содержаниями $MnWO_4$ в вольфрамитах разных поколений (табл. 4). Для оловорудных провинций характерно увеличение доли ферберитовой молекулы от ранних вольфрамигров к поздним, а для молибденовых провинций типична противоположная тенденция, которая нарушается лишь проявлением самых поздних ферберитов. Последние представляют собой результат переотложения ранее образованного рудного вещества в приповерхностных условиях и этим принципиально отличаются от гипогенных вольфрамитов предшествующих поколений. Генетические особенности, вероятно, являются и главной причиной аномального состава самых поздних вольфрамитов.

Вольфрамиты из тех месторождений молибденовых провинций, которые содержат промышленные запасы олова, выделяются пониженными концентрациями марганца, которые оказываются значительно ниже средних (Караоба, Маунт-Плезант). С другой стороны, в оловорудных провинциях вольфрамиты с максимальными концентрациями марганца характерны для месторождений, в которых практически не содержится кассiterита (Барун-Ундр, Их-Хайрхан, Спокойнинское). Наиболее железистые разности вольфрамитов, как правило, отмечаются на участках с широким развитием турмалина.

Другая особенность месторождений оловорудных провинций заключается в том, что в рудных телах ближней зоны, расположенных в рудоносных гранитах, вольфрамиты часто (но не всегда) содержат больше марганца, чем вольфрамиты из рудных тел дальней зоны, расположенных в более древних вмещающих породах. В молибденовых провинциях эта тенденция не проявлена, и скорее можно говорить об обратных соотношениях (см. рис. 2). Накопление марганца в вольфрамитах поздних поколений и в рудных телах, наиболее удаленных от магматического источника, свойственное молибденовым провинциям; отражается в правой асимметрии распределения $MnWO_4$, а противоположные зависимости, характерные для оловорудных провинций, — в левой асимметрии этого распределения (см. рис. 2).

Существенные различия в распределении составов вольфрамитов в молибденовых и оловорудных провинциях являются одной из главных причин противоречивости имеющихся в литературе данных о вариации гюбнерит-ферберитового отношения. Следует подчеркнуть, что во всех случаях изменение составов вольфрамитов не связано с температурой отложения минералов, а является следствием разных активностей железа и марганца в гидротермальных растворах.

Возможная генетическая интерпретация

Пространственное разделение оловорудных и молибденовых провинций, вероятно, обусловлено двумя главными и взаимосвязанными причинами: различным составом и строением древнего глубинного субстрата на уровнях магмообразования и различным стилем последующего магматического развития в соответствующих блоках.

Кремнекислые магмы, которые служат непосредственным источником олова, образовались в результате плавления наиболее зрелого сиалического субстрата, который был сформирован в раннем докембрии, а затем испытывал неоднократное частичное плавление в относительно замкнутых условиях. Важную роль в строении этого субстрата, возможно, играют метаморфизованные терригенные толщи архейского возраста. Продукты селективного плавления такого субстрата оказываются обогащенными калием, рубидием, литием, фтором, оловом, tantalом. Высокие концентрации фтора и олова создают оптимальные условия для образования постмагматических кассiterитовых месторождений.

Вне оловорудных провинций глубинный субстрат содержит меньше древнего сиалического материала, что связано с особенностями раннедокембрийского тектономагматического развития, а также с последующим периодическим разбавлением субстрата ювенильным магматическим веществом, вынесенным с самых нижних уровней магмообразования. Это вещество в конечном итоге и является источником Mo, Be, Nb, а обогащение этими металлами поздних собственно рудоносных магм достигается в результате его многократ-

ного переплавления в процессе повторяющихся магматических ритмов. Рудоносные магматические расплавы в молибденовых провинциях, вероятно, обогащены не только фтором, но и хлором, который играет важную роль в переносе молибдена, обладающего халькофильными свойствами.

Хотя причины обособления оловорудных и молибден-бериллий-ниобиевых провинций могут быть пока намечены лишь в самом общем виде, эмпирическая закономерность пространственного разделения соответствующих месторождений и провинций представляется весьма важной как в теоретическом, так и практическом отношении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескин С.М., Марин Ю.Б. Типы редкometальных месторождений гранитовых формаций. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 3.
2. Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
3. Дрнзик Э., Дрнзикова Л., Мандакова К. Геологические предпосылки, критерии и перспективы поисков Sn-W-Mo оруденения в Спишско-Гемерских рудных горах (Словакия). — Miner. slovaca, 1973, т. 5, № 2.
4. Дружинин А.В. Размещение оловорудных, вольфрамовых и молибденовых месторождений Восточного Забайкалья в связи с его блоковым строением. — В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых. М., 1977.
5. Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогенез Восточной Калбы. М.: Недра, 1972.
6. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972.
7. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноzemистых гранитов. Новосибирск: Наука, 1965.
8. Изох Э.П. Схема классификации гранитоидных формаций с различной рудоносностью и пример ее применения в Западном Узбекистане. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
9. Коган Б.И., Капустинская К.А., Топунова Г.А. Бериллий. М.: Наука, 1975.
10. Кренделев Ф.П., Миронов А.Г., Гофман А.М., Цыденов А.Б. Тантал-ниобиевая минерализация в редкometально-флюоритовой провинции. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2.
11. Поля-редкметальных гранитных легматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения). М.: Наука, 1976.
12. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977.
13. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1971..
14. Смирнов С.С. Очерк металлогенеза Восточного Забайкалья. М.; Л.: Госгеолиздат, 1944.
15. Солодов Н.А. Главные закономерности распределения редкметально-го оруденения в земной коре. — Геол. и геофиз., 1977, № 2.

16. Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Шелочные интрузии, их размещение и связанные с ними минерализации. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 12/13.
17. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. и др. Основные проблемы петрологии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
18. Aye F., Picot P. Sur les minéraux d'étain dans les amas sulfurés massifs: découvertes récentes, inventaire, gitologie. — C. r. Acad. sci. D., 1976, v. 282, N 22.
19. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types. — Pacif. Geol., 1974, vol. 8.
20. Mitchell A.Y.G., Carson M.S. Relationship of porphyry copper and Circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zones. — Trans. Inst. Mining and Met. Sect. B, 1972, v. 81, N 783.
21. Tollmann A. Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1977, Bd. 153, N 1.

Е. М. Поплавко, В. В. Иванов

РЕНИЙ В УГЛЕВОДОРОДАХ И ВОПРОСЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЕГО РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

Изучение закономерностей распределения рения в различных природных образованиях позволяет понять некоторые особенности рудных процессов, протекающих с участием этого элемента. Низкое содержание рения в земной коре и способность рассеиваться в процессе соосаждения с сульфидами тяжелых металлов являются фактами, неблагоприятными для концентрации рения.

В эндогенных процессах главный минерал-концентратор рения — молибденит, кристаллохимически сходный с дисульфидом рения. Молибдениты месторождений различных генетических типов в разной степени обогащены рением [3]. Самые высокие содержания известны в медно-порфировых месторождениях, связанных с гранитоидами.

В месторождениях этого типа отчетливо накапливаются сидерофильные (рений, молибден, железо, иногда элементы группы платины) и халькофильные элементы (медь, серебро, селен, теллур, иногда висмут и золото). Содержание рения в молибденитах, как правило, обратно содержанию молибдена в рудах. Интересно, что в некоторых медно-порфировых месторождениях, отличающихся наиболее высокой концентрацией рения (Айленд-Коппер [8], Медет), известны нефтяные битумы (углерод, как известно, относится к сидерофильным элементам).

Находки более высокорениеносных молибденитов с содержанием рения в несколько процентов в месторождениях других типов (Кипуши и др.), как правило, связаны с незначительной (акцессорной)

примесью в рудах молибденита, и также встречены в месторождениях с проявлением битумов и сидерофильных элементов.

Концентрации рения наиболее значительны и разнообразны в осадочных породах – в медистых песчаниках и сланцах, некоторых уран–молибденовых месторождениях и горючих битуминозных сланцах.

В них наряду с халькофильностью отчетливо проявляется органо–фильность рения, выражаясь в концентрации его в органических соединениях нефтяного ряда. В углях рений отсутствует [7].

В связи с летучестью соединений рения, образующихся при вскрытии нефтей, химическое определение содержаний рения в нефтях затруднено. Даже при очень мягким озолении нефтей, предшествующем определению, возможны потери рения с летучими компонентами. По данным А.И. Спиридоcова (ВНИИЯГГ), рений наряду с ураном постоянно отмечается при нейтронно–активационном анализе нефтей разных районов. Содержание рения в нефтях нередко превышает его среднее содержание в земной коре более чем в 100 раз [7]. Это значительно выше концентрации таких характерных элементов нефтей, как ванадий и никель. В отличие от ванадия и никеля, как правило, связанных с асфальтово–смолистыми компонентами нефтей, рений концентрируется как в углеводородных, так и в асфальтово–смолистых компонентах. Кроме рения, ванадия, никеля, в нефтях многих районов отмечается примесь молибдена и селена.

В твердых битумах концентрация рения в ряде случаев выше среднего содержания этого элемента в земной коре более чем в 1000 раз. Максимальное содержание установлено в легких парафинистых углеводородах цепочечного строения, минимальное – в продуктах окислительного изменения нефтей. В битуминозных породах содержания рения растут с увеличением содержания органического вещества. Аномально высокими содержаниями отличаются битумы из зон дробления и районов рудной минерализации. Накопление рения в битумах из зон дробления может быть обусловлено процессами повторной миграции углеводородов снизу и сорбией элементов–примесей нефти ранее излившимися битумами.

По данным С.Д. Талиева, твердые битумы в дисперсной форме распространены значительно шире, чем в залежах; запасы их в пределах ограниченных зон в нефтеносных провинциях достигают десятков миллиардов тонн, а количество таких тяжелых металлов как рений, ванадий, селен, молибден, сконцентрированных в битумах, намного выше их количества в рудных месторождениях. Процессы преобразования битумов при погружении осадков или их гидротермальном метаморфизме приводят к отделению и выносу наиболее подвижных продуктов деструкции битумов (CO_2 , H_2 , углеводородов и подвижных соединений металлов), способных участвовать в рудообразовании. При этом происходит остаточное накопление металлов, связанных с полимеризованными асфальтово–смолистыми компонентами нефтей (ванадия, никеля, молибдена, частично рения).

Способность рения накапливаться в нефтях и твердых битумах и приуроченность всех наиболее крупных его концентраций к осадочным породам позволяют предполагать участие углеводородов в образовании рениеносных месторождений.

Во всех изученных ренийсодержащих медистых песчаниках установлено повышенное содержание экстрагируемых нефтяных битумов (0,015–0,05%), а в медистых сланцах до 0,2% при условии, что гуминовые соединения отсутствуют. В месторождениях иногда встречаются прожилки битумов с повышенным содержанием рения. Так, в битумах медистых песчаников Гаурдака содержание рения достигает 5 г/т, что выше среднего содержания этого элемента в земной коре почти в десять тысяч раз. Углистые прослои, изредка наблюдающиеся в пределах месторождений, если они лишены сульфидной минерализации, отличаются тем, что в них отсутствует рений (например, угольные линзы в медистых сланцах Предсуледского месторождения).

Анализ распространения медистых песчаников и сланцев показывает, что эти месторождения располагаются в пределах нефтегазоносных бассейнов, преимущественно в их краевых частях, или же в пределах территорий, перспективных на нефть и газ. Подтверждением правильности этих представлений является открытие новых проявлений медистых песчаников по северной периферии Западно-Сибирской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций.

Выявлена четкая зависимость между положением в разрезе нефтеносных пород и медистых песчаников и сланцев – последние залегают всегда стратиграфически выше нефтегазоносной части разреза, образуя своеобразную "шапку" нефтяного разреза. Прослеживание положения медистых песчаников в разрезе позволило также установить, что все известные проявления медистых песчаников залегают вблизи современной дневной поверхности. С близповерхностным залеганием медистых песчаников связано то, что на территории западной части Центрального Казахстана, сложенной породами девона, карбона и перми, установлены медистые песчаники в породах того же возраста. В Средней Азии медистые песчаники установлены на водоразделах в меловых отложениях, в депрессиях – в неогеновых. На примере обширной территории Предуралья, покрытой верхнепермскими отложениями, можно проследить перемещение медистых песчаников и залежей нефти в более высокие стратиграфические горизонты верхнепермских отложений при движении с севера территории на юг, по мере повышения уровня современного эрозионного среза. Таким образом, положение медистых песчаников в разрезе определяется не стратиграфически, а обусловлено их расположением между кровлей нефтяных залежей и современной дневной поверхностью [6].

Анализ геохимических особенностей ренийсодержащих медистых песчаников и сланцев показывает, что их руды могут рассматриваться как продукты взаимодействия производных разрушения нефтяных битумов и сопровождающих углеводороды хлоридных рассо-

лов. Часть элементов руд заимствуется из углеводородов (рений в медистых песчаниках; рений, ванадий, никель, селен, молибден, кобальт в медистых сланцах), а часть элементов, образующих устойчивые хлоридные комплексы, может привноситься рассолами (кадмий, теллур, серебро, медь, висмут, свинец, цинк). Иногда в пределах одного месторождения медистых песчаников можно наблюдать разделение элементов, связанных с битумами — в более глубоких горизонтах, обогащенных асфальтово-смолистыми компонентами, накапливаются ванадий, никель, молибден, селен и частично рений, обнаруживающий также концентрации в рудах, содержащих лишь "свободные" экстрагируемые битумы (медистые песчаники Приуралья, Донбасса, самый нижний рудоносный горизонт Джезказгана).

Высокие концентрации рения известны в некоторых урановых месторождениях, обогащенных молибденом. В качестве постоянных примесей они содержат ванадий, селен, серебро, никель, кобальт, кадмий, таллий, медь, цинк, мышьяк. Для многих урановых месторождений Колорадского плато вполне однозначно указывается на связь с нефте- и газоносными структурами. Так, месторождение Гэс-Хиллс приурочено к формации Уинд-Ривер, перекрывающей газоносную свиту Фронтьер. Рудоносные песчаники одного из крупнейших месторождений урана, Амброзия Лейк, располагаются в нарушенной нефтеносной структуре, из которой нефть ушла, оставив асфальтовый остаток. Имеются сведения о концентрации рения в других урановых месторождениях в осадочных толщах, приуроченных к разрушенным месторождениям нефти.

Среди рениеносных месторождений особое место занимают горючие сланцы, отличающиеся наиболее устойчивыми содержаниями рения. Природа органического вещества горючих сланцев не всегда ясна, а однозначное терминологическое определение горючих сланцев отсутствует. Обычно к горючим сланцам относят так называемые пиробитуминозные сланцы, способные при нагревании до 500°C без доступа воздуха выделять органическое вещество в виде нефтеподобной смолы и газообразных продуктов. В генетическом ряду каустобиолитов сланцы наряду с богедами и кенкелями (водорослевыми углями) принадлежат к образованиям угольного ряда.

Четкая избирательность распределения рения и некоторых других элементов в каустобиолитах, выражаясь в приуроченности его только к соединениям нефтяного ряда, позволяет дифференцировать горючие сланцы и по-новому подойти к проблеме их генезиса. Сравнительное рассмотрение металлоносности горючих сланцев, различающихся географическим положением, возрастом и условиями седиментации, позволяет выявить наиболее общие черты их геохимии.

Основная часть изученных пиробитуминозных сланцев СССР характеризуется бесструктурной однородной массой органического вещества (коллоальгинитовый петрографический тип) — это юрские сланцы Поволжья и Коми АССР, доманиковые сланцы Ухты, диктионемовые (нижний ордовик) сланцы Прибалтики и эоценовые сланцы

Средней Азии. Значительно реже встречаются горючие сланцы с хорошо сохранившимися остатками водорослей (талломоальгинитовый петрографический тип). Сланцы этого типа включают кукерситы Прибалтики (средний ордовик), залегающие стратиграфически выше диктионемовых сланцев. По микроскопическим данным кукерситы подобны водорослевым углям (богхеды, сапропелиты).

Установлено, что в бесструктурных горючих сланцах концентрация рения сопровождается накоплением одних и тех же элементов: рения, селена, теллура, молибдена, ванадия, никеля, серебра, кадмия, меди, свинца, таллия, цинка. В кукерситах, богхедах и сапропелитах эти элементы не концентрируются, а сапропелиты отличаются и повышенной концентрацией Германия, что, по-видимому, обусловлено примесью гумусового вещества. Если расположить элементы, концентрирующиеся в горючих сланцах различных районов, в порядке убывания кларков концентрации, то, несмотря на различия в абсолютных значениях величин, во всех рассмотренных горючих сланцах наблюдается сходная последовательность. В начале ряда располагаются наиболее редкие элементы, а в конце и во второй половине — более распространенные. Выявленна обратная корреляционная зависимость между кларками концентрации элементов в горючих сланцах и их распространностью в земной коре ($r = 0,54$ и $0,55$ выше соответствующих критических значений $0,45$ и $0,43$). При рассмотрении предположения о зависимости между средними содержаниями элементов в воде океана и кларками концентрации элементов в горючих сланцах при использовании тех же данных и метода гипотеза была отвергнута ($r = 0,11$ и $r = 0,19$ при соответствующих критических значениях $r_{0,05} = 0,45$ и $0,43$).

Таким образом, в горючих сланцах накапливается ряд наиболее редких для земной коры элементов. Среди них можно наметить две группы: 1) элементы — характерные примеси нефти (рений, никель, ванадий, молибден, селен); кларки их максимальной концентрации в сырой нефти не ниже 1; 2) элементы, образующие устойчивые хлоридные комплексы (серебро, висмут, кадмий, теллур, медь, свинец); высокое сродство к хлору этой группы элементов обуславливает их накопление в обогащенных хлором растворах — в частности, в хлоридных рассолах нефтяных месторождений содержание меди и свинца в 1000 раз выше таковых в воде океана [6].

Все известные бассейны горючих сланцев располагаются в пределах нефтегазоносных территорий, а в разрезе залегают в верхних горизонтах толщ вмещающих месторождения углеводородов или в тех же толщах. Разрозненность данных о накоплении малых элементов в нефтях отдельных районов не позволяет достаточно полно сопоставить элементы примеси нефти и горючих сланцев. Тем не менее ряд данных свидетельствует о наличии определенного сходства в концентрации малых элементов. Так, высокие концентрации рения и ванадия, наблюдаемые в горючих сланцах Средней Азии, характерны и для нефтей тех же районов.

Таблица 1

Стратиграфическое распределение крупных месторождений нефти, газа и горючих сланцев [5]

Крупнейшие сланцевые бассейны СССР	Возраст сланцевосной толщи	Главные максимумы нефтенакопления	Второстепенные максимумы накопления
Средняя Азия	Pg ₂	Pg ₁₋₃ -Ng ₁	Pg-Ng
Поволжье, Коми АССР	J ₃	J ₂ -Cr ₂	J ₁ -J ₂
Киргизия	C ₃	C ₃ -P ₁ C ₁	C ₂
Коми АССР	D ₃	D ₂₋₃	
Прибалтика	O ₁ -O ₂	Cm	O

Особенности накопления рения и других малых элементов в горючих сланцах и нефтях позволяют наметить общий подход к вопросу их генезиса и рассматривать ренийсодержащие горючие сланцы как продукты подводного изменения нефти ("сухая нефть"), не нашедшей ловушки для сохранения. Это подтверждается тем, что формирование сланцевосных толщ, охватывая громаднейшие территории, происходит в довольно короткие интервалы геологического времени, соответствующие интервалам максимальной нефтесности [5].

Несомненно, и в нефтях, и в сланцах накапливаются элементы, наиболее редкие для земной коры – преимущественно сидерофильные (наряду с известными уже ванадием, никелем и рением этот перечень должен включать платиновые металлы), а также углерод и фосфор. Постоянная ассоциация рениевосных сланцев с фосфоритами частично подтверждает это положение. Особенности состава элементов-примесей нефтей хорошо согласуются с представлениями о неорганическом синтезе углеводородов в условиях так называемых глубинных вакуумно-реакционных объемов в ультраосновной среде, развиваемых И.В. Гринбергом [1, 2].

Таким образом, закономерности образования рудных концентраций рения в осадочных битуминозных породах не противоречат тенденциям, проявившимся в эндогенных концентрациях рения, что не может не свидетельствовать об отсутствии принципиальных различий их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Гринберг И.В. Некоторые химические аспекты проблемы генезиса нефти. – В кн.: Проблемы происхождения нефти и газа и образование их промышленных залежей. Киев: Наук. думка, 1966.

2. Гринберг И.В. Геохимические основы генезиса и метаморфизма син-генетических и эпигенетических битумов. – В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наук. думка, 1975.
3. Иванов В.В., Поплавко Е.М., Горохова В.Н. Геохимия рения. М.: Наука, 1969.
4. Коваленко В.А., Лапутина И.П., Вальясов Л.Н. О высокоре-ниеносном сернистом молибдените из Талнахского медно-никелевого месторождения (Норильский район). – Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
5. Малиновский Ю.М. О периодичности геологических процессов. – В кн.: Материалы конференций молодых ученых Москвы, посвященной 50-летию ВЛКСМ. М., 1971.
6. Поплавко Е.М. О некоторых вопросах геохимии рения и возможной связи медистых песчаников с месторождениями нефти. – Редкие эле-менты, 1973, № 7.
7. Поплавко Е.М., Иванов В.В., Карасик Т.Г. и др. О концентрации рения в нефтях, нефтяных битумах и горючих сланцах. – Геохимия, 1974, № 9.
8. Попов В.С. Геология и генезис медно-молибденпорфировых месторожде-ний. М.: Наука, 1977.

Е. А. Похвиснева

О СВЯЗИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА С АРХЕЙСКИМИ ГРАНУЛИТОВЫМИ ПОЯСАМИ

Размещение массивов щелочно-ультраосновной формации, пред-ставленной ассоциацией карбонатитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов [5, 7], подчиняется двум выдержаным закономерностям. Первая, общая для щелочных пород всех формационных групп, широко освещена в литературе. Она заключается в локализации щелочных пород в протяженных линейных зонах, иногда сопровождаемых рифтами и известных под названием "линеаментов" или "сквозьструктурных разломов" [3, 6, 15, 23, 33, 40]. Вторая закономерность представляет собой специфику щелочно-ультраосновной формации. Она может рассматриваться как дальнейшее развитие положения о связи последней с древними платформами и срединными массивами [8, 14, 20, 26, 40]: имеется в виду приуроченность щелочно-ультраосновных массивов всех возрастов либо непосредственно к высоко метаморфизованным толщам с радиометрическим возрастом 3,5 млрд. лет и более, либо к чехлу, перекрывающему эти толщи. Исследованию этой закономерности посвящена на-стоящая работа.

Описанию размещения массивов предшествует краткая систематизация основных сведений по метаморфизму и взаимоотношению разных типов архейских образований.

Основные типы архейских образований

Архейские образования, к которым, согласно шкале 1964 г., относятся породы с радиометрическим возрастом, превышающим 2600 ± 100 млн. лет¹, принято делить на две группы: 1) зонально метаморфизованные комплексы пород с хорошо распознаваемой первичной природой, 2) высоко метаморфизованные комплексы.

Первая группа представлена формациями так называемых зелено-каменных поясов архея, сложенных вулканогенными и терригенными породами, принципиально не отличающимися от эв- и миогеосинклинальных формаций неогея. Зональный метаморфизм редко доходит до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, чаще останавливаясь на начальных субфациях зеленосланцевой. Иногда породы несут следы лишь катагенетических преобразований. Пояса располагаются как в пределах эпиархейских платформ (Трансваальский, Родеизийский и Танганьикский щиты Африки, провинции Сьюзириор и Слейв Канадского щита), так и в частях щитов, претерпевших карельский диастрофизм, где известны также протерозойские геосинклинали (провинция Черчил Канадского щита, Приднепровская зона Украинского щита, Карело-Финляндская зона Балтийского щита).

Вторая группа включает два типа образований: гнейсы основания и гранулитовые комплексы.

Гнейсы основания² представляют собой гнейсовидные породы плагиогранитного, трондемитового, гранодиоритового или тоналитового состава, занимающие большие площади в пределах древних кратонов и всегда тесно ассоциирующие в пространстве с зелено-каменными поясами.

Гранулитовые комплексы, с которыми, как это будет видно из последующего описания, связаны щелочно-ультраосновные массивы, представляют собой специфические породы, аналоги которых неизвестны среди заведомо протерозойских или фанерозойских образований. В то время как для последних характерен лишь зональный метаморфизм, крайне редко и в ничтожных масштабах доходящий до гранулитовой фации [17], архейские гранулитовые комплексы, лишенные зональных переходов, слагают обширные пространства в пределах древних платформ. В качестве примера на рис. 1 изображен Алданский щит.

В областях развития гранулитовых комплексов выделяются однобразно метаморфизованные площади, сложенные субфациями низкого, умеренного или высокого давления, с соответствующей устойчивостью характерных минеральных парагенезисов [16, 17, 22, 24, 25, 28, 29, 31, 43]. При этом субфациям умеренного и высокого

¹ Деление на катархей и архей или ранний и поздний архей не рассматривается.

² Термин П. Эскола и А. Симонена. В большинстве работ эти породы именуются гранито-гнейсами.

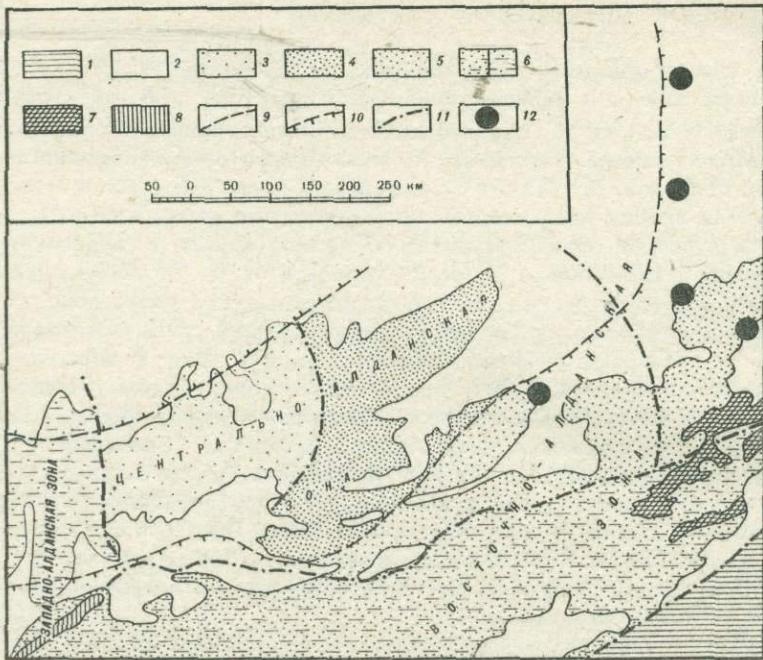


Рис. 1. Размещение карбонатитов в архейских комплексах Алданского щита

1 – геосинклинальные формации неогея; 2 – формации платформенного чехла и авлакогенов; 3–6 – гранулитовые комплексы: 3 – низкого давления (алданской), 4 – умеренного давления, 5 – высокого давления (сутамской), 6 – гранулитовые комплексы,diaфторированные в амфиболитовой фации серий А и гранитизированные; 7 – анортозиты; 8 – анортозиты, подвергшиеся значительной чарнокитизации; 9 – границы распространения сутамской фации; 10 – то же под чехлом (черточки в сторону сутамской фации); 11 – крупные разломы; 12 – вендские и палеозойские карбонатитовые массивы

давлений соответствует набор пород преимущественно основного состава, а субфации низкого давления – кислого состава [17, 54]. С областями развития основных Гранулитов всегда связаны анортозиты, иногда крупные расслоенные интрузии.

Гранулитовые породы часто diaфторированы в амфиболитовой фации кианит–силиманитовых серий высокого давления Б или андалузит–силиманитовых серий низкого давления А [16]. Метаморфизм режима А более распространен, сопровождается чарнокитизацией анортозитов и гранитизацией и может развиваться по всем гранулитовым комплексам, более интенсивно поражая кислые (например, центральная часть Алданского щита, западная часть про-

винции Гренвиль Канадского щита). Метаморфизм режима Б известен только в основных гранулитах и не сопровождается интенсивной гранитизацией (Беломоро-Лапландская зона Балтийского щита, западная часть Мозамбикского пояса).

В отличие от гнейсов основания, тесно ассоциирующих с архейскими зеленокаменными поясами, гранулитовые комплексы развиты преимущественно в тех частях платформ, где зеленокаменные пояса неизвестны.

Взаимоотношения трех типов архейских образований: зеленокаменных поясов, гнейсов основания и гранулитовых комплексов до последнего времени истолковываются по-разному.

1. В наиболее многочисленной группе работ объединенные гнейсы основания и гранулитовые комплексы (либо только гнейсы основания, без рассмотрения гранулитовых комплексов) полагаются фундаментом зеленокаменных поясов [1, 2, 19, 27, 34, 35, 39].

2. Гнейсы основания рассматриваются как фундамент зеленокаменных поясов, а гранулитовые комплексы считаются метаморфизованными аналогами последних [59, 61].

3. Как гнейсы основания, так и гранулитовые комплексы полагаются метаморфизованными и гранитизированными аналогами зеленокаменных поясов [9, 36, 42, 58].

Для наиболее вероятной оценки соотношений трех типов архейских образований, надо принять во внимание следующие факты и суждения.

1. Возраст пород зеленокаменных поясов не превышает 3500 млн. лет (за исключением пород Исау Западной Гренландии, где Rb-Sr изохrona 3700 млн. лет, по-видимому, определяет возраст обломочного материала [55]).

2. При изучении ассоциирующих друг с другом гнейсов основания и зеленокаменных пород часто устанавливается как возраст гнейсов, превышающий 3500 млн. лет, так и многоэтапность их деформаций, число которых превосходит число деформаций в зеленокаменных породах [45, 46, 49, 50, 51]. В последние годы обнаружены многочисленные случаи непосредственного налегания зеленокаменных пород на гнейсы, с обломками последних в основании [1, 2, 27, 48].

3. Даже в самых глубоких срезах зеленокаменных поясов никогда не наблюдаются переходы к гранулитовой фации (которая, как уже говорилось выше, представляет собой уникальное явление при зональном метаморфизме).

4. Несмотря на последующие преобразования пород гранулитовой фации, в них часто сохраняются минералы, радиометрический возраст которых превышает 3500 млн. лет [11, 12, 13, 43].

5. Гнейсы основания иногда содержат ксенолиты и крупные остатцы гранулитовых пород [10, 32, 37, 43, 47, 58]. Известны также случаи срезания общих простираций гранулитовых комплексов гнейсами основания [38, 43, 60].

Все перечисленные данные позволяют с наибольшей вероятностью

предположить следующую последовательность архейских событий: 1) образование гранулитовых комплексов, 2) их гранитизация (пла-гиогранитизация) с формированием гнейсов основания, 3) заложение на гнейсах основания геосинклинальных прогибов (зеленокаменных поясов).

Обычная разобщенность гранулитовых комплексов и архейских зеленокаменных поясов и развитие последних только на гнейсах основания позволяют полагать, что гранитизация (или плахиогра-ни-тизация) коры является необходимым условием для заложения гео-синклиналей, их последующего развития и превращения в платформу. Это в корне противоречит концепции о заложении геосинклиналей на первично океанической коре.

Закономерности размещения щелочно-ультраосновных массивов в архейских образованиях

На рис. 1–4 показано размещение разновозрастных карбонатитовых массивов в пределах Алданского, Балтийского и Канадского щитов и Восточной Африки. Повсюду устанавливаются одинаковые закономерности размещения щелочно-ультраосновных пород, сводящиеся к следующему.

Щелочно-ультраосновные массивы не встречаются в архейских зеленокаменных поясах. Даже в провинции Сьюриор Канадского щита при весьма прихотливой перемежаемости зеленокаменных поясов и высоко метаморфизованных пород лишь один из карбонатитовых массивов (Файерсенд), расположенный на границе гранулитовой зоны Кейпскасинг с зеленокаменным поясом Вава, частично попадает в пределы последнего.

Щелочно-ультраосновные массивы практически не встречаются также в гнейсах основания. Часто упоминаемые в литературе случаи присутствия их в "докембрийских гранито-гнейсах" [21] объясняются как употреблением обобщенного термина, так и недостаточной к тому времени изученностью древних толщ, вмещающих массивы. Ряд случаев относится к участкам, где внедрение щелочно-ультраосновных массивов предшествовало эпохе интенсивной гранитизации. Таковы, например, гнейсы Исалми, на границе Свекофенской и Карело-Финляндской зон [9, 41, 52], среди которых расположен древнейший карбонатитовый массив Сиилиньярви с радиологическим возрастом 2500 млн. лет [57]. Неясным пока представляется положение карбонатитовых массивов Альнё (радиометрический возраст 575 млн. лет [44]) и Лулео, размещенных в сквекофенницах Швеции.

Все известные щелочно-ультраосновные массивы, за единичными исключениями, приурочены к гранулитовым комплексам и чаще располагаются непосредственно в высоко метаморфизованных породах, реже – в перекрывающих их осадочных, эффузивно-осадочных или эффузивных формациях платформ или авлакогенов,

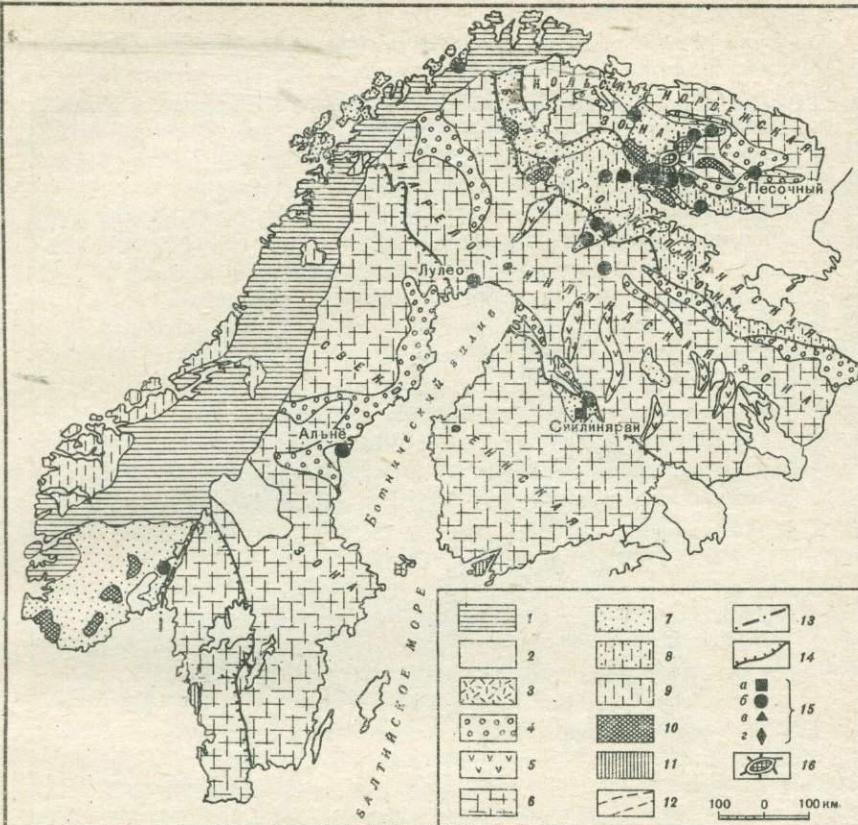
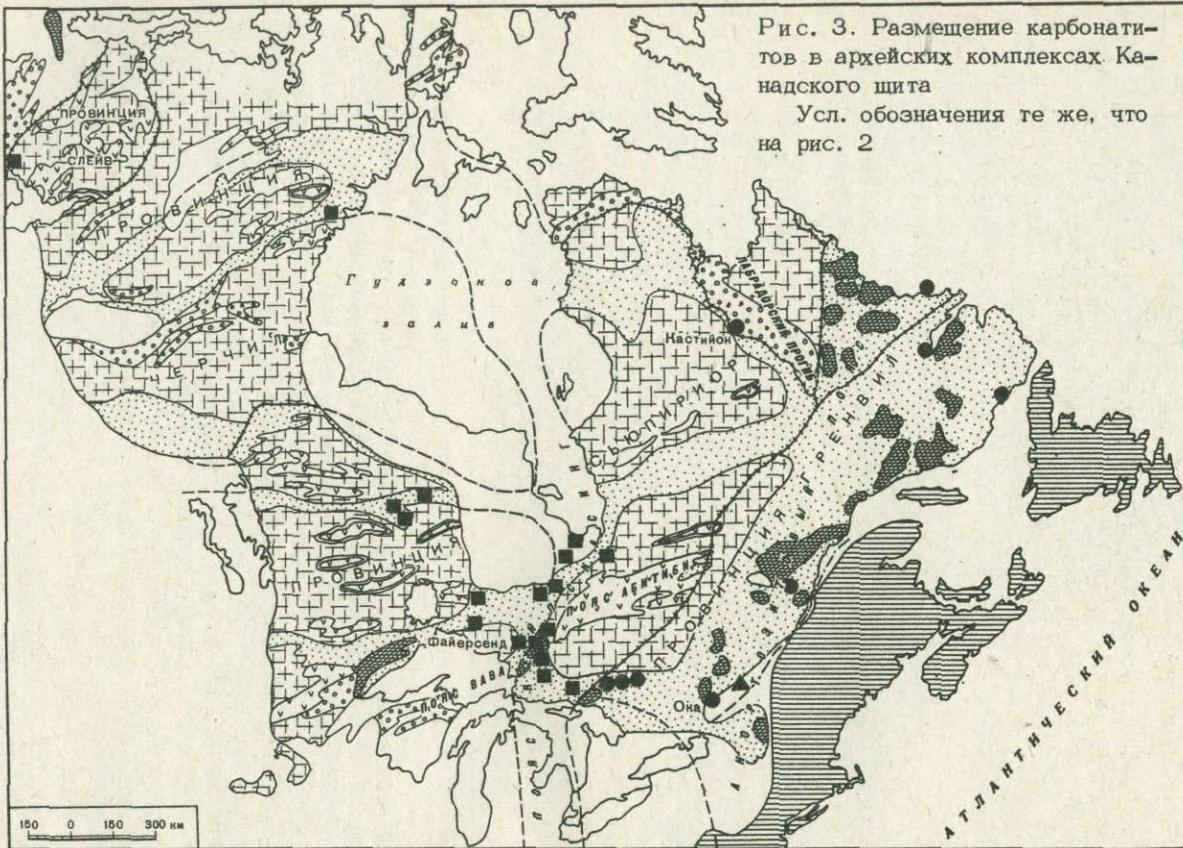


Рис. 2. Размещение карбонатитов в архейских комплексах Балтийского щита

1 — геосинклинальные формации неогея; 2 — формации платформенного чехла и авлакогенов; 3 — кайнозойские эфузивы; 4, 5 — геосинклинальные формации: 4 — протерозоя, 5 — архея; 6 — гнейсы основания; 7 — гранулитовые комплексы; 8 — гранулитовые комплексы, переработанные в амфиболитовой фации серий Б (Беломоро-Лапландская зона); 9 — архейские комплексы неопределенного типа; 10 — аортозиты и расслоенные интрузии; 11 — чарнокиты; 12 — гранулитовые комплексы под чехлом; 13 — рифты; 14 — границы зон Балтийского щита и провинций Канадского щита; 15 — карбонатиты: а — докембрийские, б — вендские, ранне- и среднепалеозойские, в — позднепалеозойские — раннемезозойские, г — позднемезозойские — кайнозойские; 16 — Ловоэзерский и Хибинский массивы



В областях хорошей изученности гранулитовых комплексов устанавливаются следующие закономерности.

Шелочно-ультраосновные массивы не встречаются в участках широкого развития кислых гранулитов (например, в Центрально-Алданской зоне или Финской Лапландии [41, 53]). Все они приурочены к полям развития основных гранулитов (фаций высокого и умеренного давлений). Таковы восточная часть Алданского щита, центральная часть Кольско-Норвежской зоны [4] или район оз. Малави [43]. Связь карбонатитов Малави с областью развития основных гранулитов уже освещалась в литературе [18].

Если гранулитовые комплексы, в том числе и основные, претерпели наложенный амфиболитовый метаморфизм андалузит-силлиманитовых фациальных серий или интенсивную гранитизацию, обычно сопровождающую последний [16, 30], шелочно-ультраосновные массивы в них не встречаются. Это относится к западной части Алданского щита, где в условиях низких давлений преобразована сутамская фация основных гранулитов, к части Мозамбикского пояса на территории Танзании, где широко развиты чарнокитовые породы, или к юго-западной части провинции Гренвиль [56]. Однако шелочные породы других формационных групп здесь могут присутствовать (например, нефелин-сиенитовые массивы района Халибертон-Бэнкрофт провинции Гренвиль). Наложенный амфиболитовый метаморфизм кианит-силлиманитовых серий, который не сопровождается гранитизацией, не препятствует появлению карбонатитов (как, например, в восточной части Беломоро-Лапландской зоны).

Из шелочно-ультраосновных массивов, расположенных в отложениях чехла, перекрывающих гранулитовые комплексы, можно отметить раннепалеозойские массивы грабена р. Св. Лаврентия Канадского щита (вместе с меловым массивом Ока); вендские и девонские массивы Алданского щита, прорывающие эффузивно-осадочные толщи Улканского прогиба и Аллах-Юньского авлакогена; молодые Восточно-Африканские массивы, прорывающие отложения серии Карру (Мrima, Ксилуве, карбонатиты группы Фейра). Сходны по расположению гренвильские карбонатиты Трансваля, залегающие как в платформенных толщах раннего протерозоя, так и непосредственно в теле Бушвельдского лополита. К этой же группе можно отнести молодые карбонатитовые массивы зоны Восточно-Африканских рифтов, тесно ассоциирующие со шелочными базальтоидами. Среди последних иногда присутствуют голоценовые карбонатитовые лавы.

Известно несколько шелочно-ультраосновных массивов, прорывающих протерозойские геосинклинальные образования (массивы Луэш и Кибуи в геосинклинальном прогибе Кибара-Анколе, массив Песчаный в геосинклинальном прогибе Имандра-Варзуга, массив Кастийон в геосинклинальном Лабрадорском прогибе). Однако во всех этих случаях массивы располагаются всего в нескольких километрах от выходов гранулитовых комплексов, в краевых частях прогибов, возможно, надвинутых на последние.

Шелочно-ультраосновные массивы не распределяются в пределах

гранулитовых комплексов равномерно и повсеместно. Они располагаются преимущественно в краевых частях поясов и образуют отдельные изолированные группы, в размещении которых часто можно усмотреть определенные закономерности. В одних случаях массивы сосредоточены в тех участках развития гранулитовых комплексов, к которым под углом подходят зеленокаменные пояса архея, всегда выклинивающиеся у границы с гранулитовыми комплексами (например, центральная часть Канадского щита, южная часть Беломоро-Лапландской зоны). В других случаях — это участки, к которым подходят более протяженные протерозойские геосинклинальные системы, иногда продолжающиеся в гранулитовых комплексах в виде систем грабенов (северная часть Беломоро-Лапландской зоны и большая часть Восточной Африки).

Однако в связи с тем, что щелочно-ультраосновной магматизм всегда отделен от времени замыкания архейских или протерозойских геосинклиналей интервалом в 1000 млн. лет и более, формирование массивов ни в коей мере не может связываться с отражением геосинклинальной активности. Щелочные массивы появляются лишь в результате активизации движений в краях древних расколов, на которых закладывались геосинклинали.

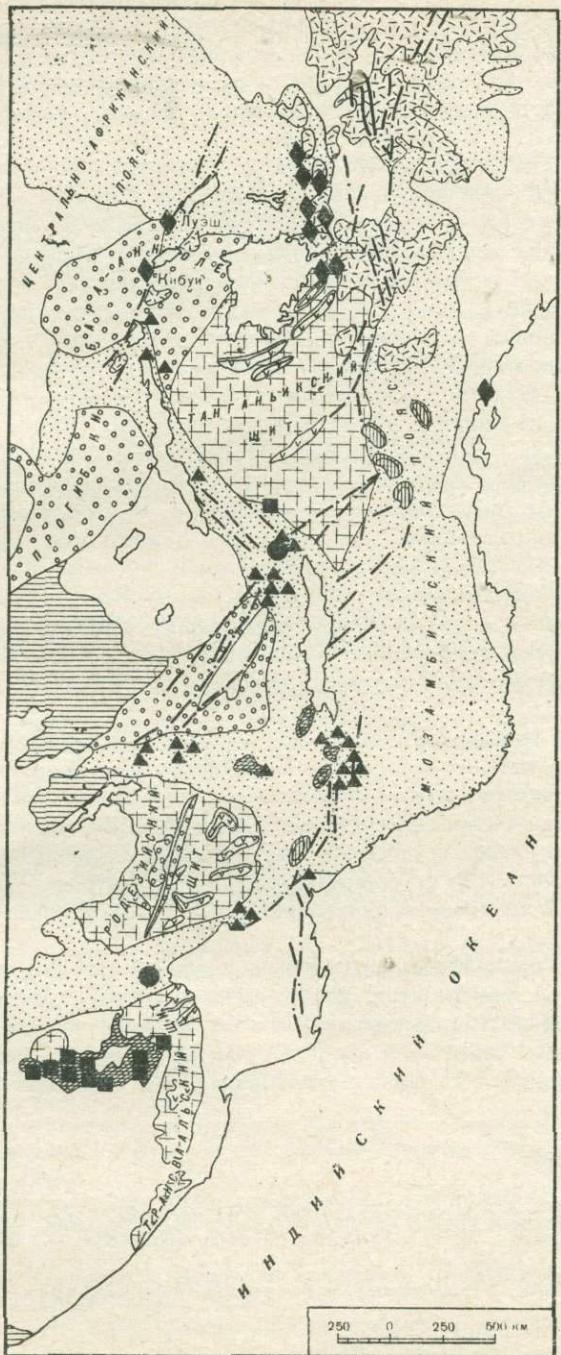
Среди возрастных закономерностей можно отметить обычное присутствие более древних докембрийских массивов в небольших гранулитовых поясах и более молодых — в широких поясах, иногда претерпевших значительное омоложение. Наиболее показателен в этом отношении Канадский щит, где в пояссе Кейпскасинг размещены эфебийские и гренвильские карбонатиты, а в мощном Анортозитовом пояссе — раннепалеозойские [44, 62]. В Восточной Африке наиболее молодые — вплоть до антропогеновых — карбонатиты располагаются в мощнейшей гранулитовой зоне, где смыкаются Мозамбикский и Центрально-Африканский пояса.

Вопросы причинной связи щелочно-ультраосновного магматизма с архейскими гранулитовыми поясами еще далеки от своего разрешения. Сначала должна быть понята природа самих гранулитовых поясов.

В начале работы были приведены данные, что гранулитовые комплексы древнее не только зеленокаменных геосинклинальных поясов архея, но и гнейсов основания, на которых эти пояса закладывались. Если при восстановлении условий образования архейских зеленокаменных поясов и гнейсов основания применимы методы актиуализма или хотя бы сравнения с соответствующими образованиями протерозоя и неогея, то в отношении гранулитовых комплексов эти методы оказываются непригодными. Отсутствие какой-либо зональности метаморфизма и исключительная его равномерность, не

Рис. 4. Размещение карбонатитов в архейских комплексах Восточной Африки

Усл. обозначения те же, что на рис. 2



имеющая аналогов в других образованиях, последующие лишь регрессивные преобразования пород, практическое отсутствие гранулитового метаморфизма во всех более молодых породах – все это свидетельствует, что в ранние этапы существования Земли имели место иные условия температуры и давления, резко сменившиеся на рубеже около 3500 млн. лет назад.

Гранулитовые пояса – это реликты древнейшей коры. Они сохранились от первичной гранитизации, возможно имевшей место около 3500 млн. лет назад и сформировавшей гнейсы основания. Присутствие последних явилось необходимым условием для развития архейских (и частью протерозойских) геосинклинальных прогибов.

В дальнейшей истории гранулитовых поясов можно наметить две тенденции. Первая заключается в постепенной гранитизации, обусловленной наложением разновозрастных актов этого процесса (в частности кеноранского и карельского) и захватывающей все большие части поясов. В связи с этими актами, очевидно, смогли развиться геосинклинальные прогибы неогея. Вторая тенденция – это периодически возникающие интенсивные растяжения, локализующиеся в сохранившихся от гранитизации частях поясов. В протерозое–мезозое растяжения сопровождались образованием авлакогенов, синеклиз, и грабенов, в кайнозое – рифтообразованием.

Щелочно–ультраосновной магматизм, полностью отсутствующий в геосинклиналях всех возрастов и их гранитизированном основании, связан со второй тенденцией. В основной своей массе он предшествует интенсивным растяжениям, связанным с глобальной перестройкой коры.

Появляясь только в участках древней коры, сохранившихся от гранитизации, щелочно–ультраосновной магматизм является полным антиподом гранитоидного магматизма, всегда в той или иной мере сопровождающего геосинклинальное развитие. Промежуточное звено между гранитоидным и щелочно–ультраосновным магматизмом – щелочные породы других формационных групп, которые могут присутствовать в частично гранитизированных гранулитовых комплексах.

В связи с гранулитовыми поясами получает определенность нечеткое понятие линеаментов, которые, по–видимому, объединяют и сохранившиеся от гранитизации, и частично гранитизированные участки гранулитовых поясов. В пределах последних могут появляться мантийно–коровые [5] щелочно–габброидные и нефелин–сиенитовые массивы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барагар В.Р.А., Мак–Глинн Дж.К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите. – В кн.: Геология раннего докембрия. Л.: Наука, 1977.
2. Башарин А.К., Шульдинер В.И., Мошкин В.Н., Дворкина Б.Д.

- Докембрий Северной Америки. – В кн.: Докембрий континентов. М.: Наука, 1977.
3. Бейли Д.К. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм. – В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976.
 4. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Недра, 1968.
 5. Бородин Л.С. Общие геохимические и петрологические аспекты проблемы формаций щелочных пород. – В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974.
 6. Бородин Л.С. Проблемы формаций щелочных пород. – В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974.
 7. Бородин Л.С., Нечаева И.А., Ганзееев А.А., Осокин Е.Д. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 3.
 8. Бородин Л.С., Похвиснева Е.А. О закономерностях размещения щелочного магматизма на территории СССР. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9.
 9. Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М.: ИЛ, 1959.
 10. Геология СССР. Т. V. Украинская ССР, Молдавская ССР. Ч. 1. Геологическое описание платформенной части. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
 11. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972.
 12. Геохронология СССР. Т.1. Докембрий. Л.: Недра, 1973.
 13. Герлинг Э.К., Искандерова А.Д., Левченко О.А. Михайлов Д.А. О возрасте мраморов джелтулинской и иенгрской серий Алдана по данным уран-свинцового изохронного метода. – Докл. АН СССР, 1970.
 14. Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. – В кн.: Генезис рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
 15. Главнейшие провинции и формации щелочных пород/Под ред. Л.С. Бородина. М.: Наука, 1974.
 16. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973.
 17. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972.
 18. Долгинов Е.А. Главные черты строения и развития Красноморско-Мозамбикского пояса. – Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд-ние геол., 1977, вып. 52, № 1.
 19. Елизарьев Ю.З., Забродин В.Е., Чиков Б.М. Докембрий Африки и Аравии (структурно-вещественные комплексы). – Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, вып. 251.
 20. Ельянов А.А. Моралев В.М. Тектонические закономерности размещения докембрийских карбонатитов. – В кн.: Вопросы тектоники докембра Евразии. Владивосток, 1974.
 21. Карбонатиты. М.: Мир, 1969.
 22. Кипул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. – В кн.: Метаморфические пояса СССР, Л.: Наука, 1971.
 23. Колотухина С.Е., Григорьева Л.А., Клаповская Л.И. и др. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М.: Наука, 1968.
 24. Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской платы. – Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.
 25. Коржинский Д.С. Закономерности ассоциаций минералов в породах

- архея Восточной Сибири. – Тр. ИГН АН СССР. Петр. сер., 1945, вып. 61, № 21.
26. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
 27. Лобач-Жученко С.Б. Основные проблемы геологии гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия. – В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977.
 28. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
 29. Метаморфические пояса СССР: (Объяснительная записка к карте метаморфических поясов СССР масштаб 1:5 000 000). Л., 1975.
 30. Миисиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.
 31. Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С. и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971.
 32. Пап А.М. Геологические формации кристаллического фундамента Припятского прогиба. – В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, 1974.
 33. Похвиснева Е.А., Бородин Л.С., Алтухов Е.Н. Глобальные лигнаменты материков: (Автореф. докл.). – Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд-ние геол., 1975, вып. 50, № 3.
 34. Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973.
 35. Салоп Л.И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков: Докембрий Африки. Л.: Недра, 1977.
 36. Симонец А. Обзор геологии комплекса основания в Восточной Финляндии. – В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977.
 37. Синицын А.В., Корсакова М.А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). – В кн.: Метаморфические фации СССР. Л.: Наука, 1971.
 38. Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
 39. Хайн В.Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии – действительные и мнимые. – В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977.
 40. Шейнманн Ю.А., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
 41. Эсcola P. Докембрый Финляндии. – В кн.: Докембрый Скандинавии. М.: Мир, 1967.
 42. Anhaeusser C.R. The evolution of the Early Precambrian crust of Southern Africa. – Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, v. 273.
 43. Clifford T.N. Review of African granulites and related rocks. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1974, N 156.
 44. Doig R. An alkaline province linking Europe and North America. – Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, N 1.
 45. Frith R.A., Doig R. Pre-Kenoran tonalitic gneisses in the Grenville Province. – Canad. J. Earth Sci., 1975, v. 12, N 5.
 46. Goldich S.S., Hedge C.E. 3800-Myr granitic gneiss in southwestern Minnesota. – Nature, 1974, v. 252, N 5483.
 47. Haidutov I.S. A greenstone beltbasement relationship in the Tanganyika shield. – Geol. Mag., 1976, v. 113, N 1.
 48. Henderson J.B., Easton R.M. Archean supracrustal-base ment rock rela-

- tionships in the Keskarrah Bay map-area, Slave Structural Province, District of Mackenzie. — Pap. Geol. Surv. Canada, 1977-1a.
49. Hickman M.H. 3500-m.y.-Old granite in southern Africa. — Nature, 1974, v. 235, N 5473.
50. Hurst R.W., Bridgwater D., Collerson K.D., Wetherill G.W. 3600-m.y. Rb-Sr ages from very early archaean gneisses from Saglek Bay, Labrador. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, N 3.
51. Krogh T.E., Ermanovics I.F., Davis G.L. Two episodes on metamorphism and deformation in the Archean rocks of the Canadian shield. — Annu. Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1973-1974, 1974.
52. Marttila E. Evolution of the Precambrian volcanic complex in the Kiuruvesi area, Finland. — Bull. Geol. Surv. Finl., 1976, N 283.
53. Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. — Bull. Geol. Surv. Finl., 1976, N 281.
54. Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — J. Petrol., 1961, N 2.
55. Moorbat S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J. The evolution of early Precambrian crustal rocks at Isua, West Greenland geochemical and isotopic evidence. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, N 2.
56. Osborn F.F., Morin M. Tectonics of part of the Grenville Subprovince in Quebec. — The Tectonics of the Canadian Shield. — Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., 1962, N 4.
57. Puustinen Y. The carbonatite of Siilajarvi in the Precambrian of Eastern Finland. — Lithos, 1970, v. 3, N 1.
58. Stockwell C.H., McGlinn J.C., Emslie K.F. et al. Geology of the Canadian Shield. 2. Geology and Economic Minerals of Canada, 1970.
59. Sutton J. The extention of the geological record into the Precambrian. — Proc. Geol. Assoc., 1967, v. 78.
60. Van Straaten P. Precambrian structures and their relation to the Western rift in the Masindi area (Uganda). — Trav. lab. sci. terre, B, 1975, N 11.
61. Watkinson D.H., Thurston P., Schafiqullah M. The Shawmere anorthosite of Archean age in the Kapuskasing belt, Ontario. — J. Geol., 1972, v. 80, N 6.
62. Windley B.F., Bridgwater D. The evolution of Archean low and high-grade terrains. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3.

Л. С. Бородин

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ СВЯЗИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛИТОФИЛЬНЫХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ С ФОРМАЦИЯМИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И ГРАНИТОИДОВ

Большая часть редких элементов (примерно 2/3) принадлежит к литофильным элементам. Сравнительно недавно – в конце 40-х – начале 50-х годов – употребление термина "редкие элементы" применительно к литофильной группе элементов было вполне оправдано геохимически, поскольку чувствительность существовавших аналитических методов была недостаточна для изучения распределения этих элементов в большей части изверженных пород, за исключением гранитов. К этому времени в гранитах и гранитных пегматитах были изучены многие редкometальные минералы. Для таких элементов, как бериллий, литий, tantal, ниобий, цезий, гранитные пегматиты и граниты явились главным источником получения редких металлов. Соответственно и при геохимических классификациях (например, наиболее известной классификации А.Е.Ферсмана) литофильные редкие элементы – Nb, Ta, Zr, TR, Be, Li, Rb, Cs и др. – были помещены в поле кислых магм и гранитных пегматитовых остатков. При небольших по сравнению с нынешними объемах потребления редких металлов их сырьевая база в достаточной степени обеспечивалась гранитными пегматитами, а также россыпными и другими месторождениями (ниобий, стронций, рубидий, галлий, редкие земли).

В единичных щелочных массивах, правда, были установлены высокие концентрации ряда редких элементов, но, в общем, это не противоречило тезису о гранитоидах как главных концентраторах литофильных редких элементов, поскольку наиболее распространенные представители щелочных пород обычно объединялись вместе с гранитами и сиенитами в единые щелочно-гранитоидные формации [36]. Таким образом, был правомерен вывод, что источником промышленных концентраций литофильных редких элементов являются в первую очередь процессы гранитного, т.е. корового (сиалического) магmatизма.

Указанные положения явились основой популярных металлогенических концепций и в значительной степени определили направление геолого-поисковых работ на длительную перспективу. Принимая во внимание масштабы развития гранитоидов, их формационное и фациальное многообразие, а также учитывая широту поисковых исследований, можно было предполагать, что в большинстве гранитоидных провинций нашей страны благодаря большим масштабам поисковых

исследований будут найдены крупные месторождения тантала, ниобия и других редких металлов. Результаты этих исследований, проводившихся в течение последних 25–30 лет, хорошо известны. В качестве общего металлогенического вывода можно констатировать следующее: гранитоидные интрузии в подавляющем большинстве не перспективны на крупные месторождения лиофильных редких элементов, особенно таких металлов, как ниобий, tantal, цирконий, редкие земли.

Значение этого вывода подчеркивается тем обстоятельством, что в последнее десятилетие уровень потребления редких металлов значительно возрос и, следовательно, редкометальная конъюнктура стала определяться наличием крупных месторождений. Наиболее яркими примерами подобных сырьевых источников с запасами, оцениваемыми в многие миллионы тонн ниобия и tantalа, циркония, редких земель, стронция, а также рубидия и галлия, являются не граниты, а агпайтовые нефелиновые сиениты и карбонатиты. Те и другие представляют щелочные магмы, связанные с глубинными мантийными источниками. Для некоторых лиофильных элементов – бериллия, лития, цезия, отчасти tantalа – месторождения гранитоидной линии (пегматиты и гидротермалиты) сохраняют в ряде стран ведущее положение.

Принципиально важной геохимической чертой, сближающей гранитоиды с нефелиновыми сиенитами и другими фельдшпатоидными породами, является высокая концентрация в них щелочных металлов – калия и натрия. По этому признаку их можно объединить в общую группу щелочных пород (различных по кремнекислотности) – от ненасыщенных (нефелинсодержащих) до насыщенных и пересыщенных (кварцодержащих) и тем самым противопоставить субщелочным и другим изверженным породам. В качестве общей петрологической черты рассматриваемой группы также важно отметить возможность появления и гранитных, и нефелинсиенитовых составов как конечных продуктов магматической дифференциации или наиболее легкоплавких и наиболее селективных выплавок из глубиннокорового или мантийного материала. Типичными примерами подобных выплавок, в согласии с новейшими результатами экспериментальной петрологии, являются не только карбонатиты, но и мантийные щелочно-ультраподовые магмы, характеризующиеся высокими концентрациями лиофильных элементов.

Таким образом, в какой-то степени вопреки традиционным геохимическим представлениям, значительная часть лиофильных редких элементов оказалась связанный не с сиалическими, а с глубинными мантийными источниками. Следует, однако, заметить, что этот факт не противоречит исходным принципам выделения лиофильных элементов в рамках общих геохимических классификаций. Как известно, в химическом отношении лиофильная группа довольно разнородна, поскольку она объединяет s-, p-, d- и f-элементы от первой до пятой подгрупп периодической системы. Геохимическая разнородность этой группы, очевидно, предопределена самим поня-

тием литофильтности в соответствии с положением элементов на кривой Лотара Мейера: элементы объединяются в литофильтную группу как по признакам их сходства (ионы типа благородных газов), так и по возможности противопоставления более компактной группе относительно тяжелых сидерофильных и халькофильных элементов. Поэтому критическими являются величины именно физических, а не химических параметров: для литофильтных элементов удельный объем V_a – не менее 10 отн. ед. и K_a – не менее $1,4 \text{ \AA}$ (за исключением бериллия и кремния).

В соответствии с этими параметрами среди литофильтных редких элементов как наиболее типичных представителей можно выделить рубидий, цезий, стронций, иттрий и легкие лантаноиды. У таких элементов, как титан, ниобий, tantal и гафний, заметно проявлена сидерофильная тенденция, а бериллий даже находится в минимальной позиции на кривой атомных объемов, подобно алюминию и кремнию (с этим согласуется максимальная плотность упаковки окислов – бромеллита, корунда и стишовита). Поэтому можно допустить, что по крайней мере часть литофильтных редких элементов может концентрироваться в глубинных зонах планеты совместно с сидерофильными элементами и что некоторые глубинные магмы могут быть изначально обогащены редкими элементами. Уместно напомнить, что согласно представлениям В.М. Гольдшмидта, который еще в 20-е годы обосновал понятие литофильтности и выделил группу литофильтных элементов, эти элементы характерны для литосферы. Однако литосфера, по Гольдшмидту, – это не тонкая "скорлупа" вокруг нашей планеты, а мощная эклогитовая зона, слагающая внешнюю часть Земли на глубину до 1200 км (современные геофизические слои В и С – верхняя и средняя мантия, а также верхняя часть нижней мантии).

Представления В.М. Гольдшмидта получили подтверждение в последние годы, когда был выполнен большой объем геохимических исследований по распределению редких элементов–примесей в наиболее глубинных породах – кимберлитах и ассоциирующих с ними включениях эклогитов и перидотитов [19, 28, 33]. Не останавливаясь здесь на более подробном рассмотрении этих данных, отметим лишь, что в кимберлитах уровень концентрации ниobia, tantalа, редких земель и стронция выше, чем в типичных ("стандартных") гранитоидах, а по содержанию лития, бериллия и циркония эти породы сопоставимы (табл. 1).

Возникает вопрос: если крупные месторождения литофильтных редких элементов могут быть связаны с формациями различных щелочных пород и гранитоидов, то существует ли зависимость между общей щелочностью пород и исходных магм – $\Sigma(K, Na)$ и их редкометальной специализацией? С этой целью рассмотрим примеры графиков зависимости валовой щелочности главных типов пород и уровня концентраций редких элементов по отношению к их klarke в литосфере, обозначаемом в дальнейшем как коэффициент литофильтности (L).

Таблица 1

Содержание редких элементов (г/т) в кимберлитах и гранитах

Порода	Li	Rb	Be	Sr
Кимберлит	20-38*	25-35	2	760-100
	1-2	0,3	1,3	2,0-2,5
Гранит	30-38	140-210	3,5	110-300
	1,5-2	1,5-2,3	2,3	0,3-0,8
Порода	TR+Y	Zr	Nb	Ta
Кимберлит	320-670	100-270	110-240	6-9
	2-4	0,7-2	6-12	6-9
Гранит	210-230	180-200	20	2,5-3,5
	1,2-1,3	1,4-1,5	1	2,5-3,5

* В числителе – средние содержания, в знаменателе – коэффициент литофильтности L , равный величине отношения среднего содержания (кларка) к содержанию данного элемента в литосфере, по данным Л.С.Бородина и др. [21], Б.Г.Лутца [33], А.А.Беуса и С.В.Григоряна [6].

Как видно из графиков (рис. 1, 2), вполне определенно различаются два ряда пород. Первый из них характеризуется пониженными содержаниями редких элементов и отвечает обычной ("боузенской") направленности магматической эволюции: от ультрабазитов и базитов к гранитоидам. Величина L , вычисленная на основе табличных кларков для обобщенных статистических составов пород, меняется в узком диапазоне и постепенно возрастает до 1-1,5 (в нормальных гранитоидах). Ее среднее значение, равное 1, соответствует диоритам, что согласуется с выводом о диоритовом среднем составе литосферы [4]. В формационном отношении этот ряд отвечает объединенным габброидным (базальтовым) и гранитоидным сериям, охватывающим основную массу дифференциатов нормальных базальтовых и глубинных палингенных магм.

Отметим следующие петрологические особенности подобных серий: 1) увеличение щелочности идет параллельно с ростом кремне-кислотности и достигает максимума в кварцсодержащих породах – гранитах, 2) основное количество щелочных металлов – калия и натрия выделяется лишь на конечных этапах магматической кристаллизации (кали-натровые полевые шпаты и слюды), 3) основная масса минералов редких элементов – тантало-ниобаты, монацит, берилл и др. концентрируется в породах поздних интрузивных фаз.

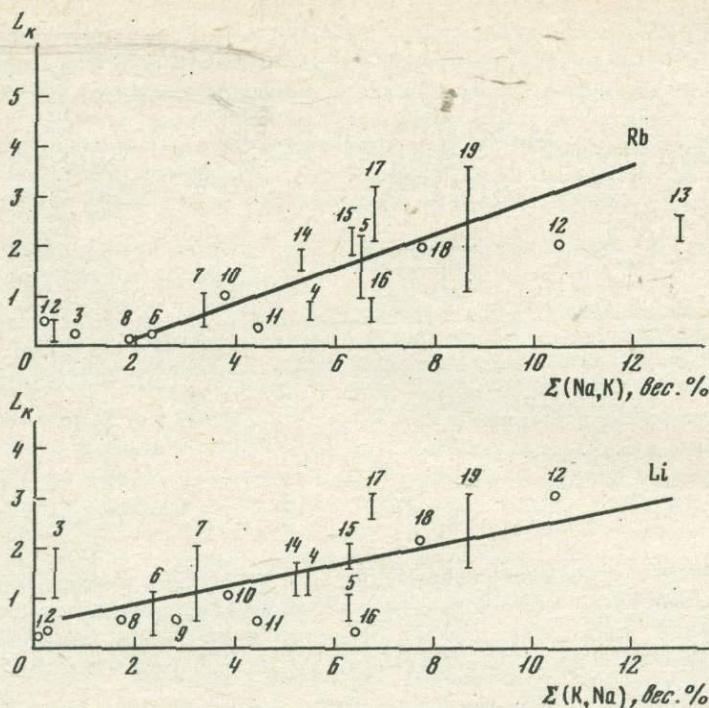


Рис. 1. Зависимость коэффициента литофильности рубидия и лития от щелочности интрузивных серий

1 - ультрабазиты (средние); 2 - дуниты-перидотиты (Урал; Кольский п-ов); 3 - кимберлиты; 4 - щелочные лампрофиры; 5 - нефелиниты; 6 - траппы Сибири; 7 - континентальные щелочные базальты; 8 - океанические толеиты; 9 - океанические щелочные базальты; 10 - диориты; 11 - андезиты; 12 - нефелиновые сиениты (миаскиты); 13 - агпайтовые нефелиновые сиениты; 14 - гранодиориты; 15 - известково-щелочные граниты (средние); 16 - граниты габбровой формации; 17 - щелочные граниты (автономные); 18 - щелочные граниты (базальтоидной формации); 19 - пантеллериты-комендиты

Хотя для указанного "нормального ряда" обычно намечается последовательное увеличение концентрации редких элементов к конечным этапам магматической дифференциации, градиент концентраций, в общем, мал. Во многих комплексах и многофазных интрузиях гранитоидов при переходе от ранней интрузивной фазы к последующей сохраняется один и тот же порядок концентраций редких элементов. Поэтому и их общая концентрация в конечных фазах увеличивается менее чем на порядок или даже может уменьшаться в таких поздних дифференциатах, как аплитовидные граниты, жильные гранит-аплиты и гранит-порфиры [1, 27, 34]. Возрастание концентрации щелочных металлов к концу магматической кристаллизации гранито-

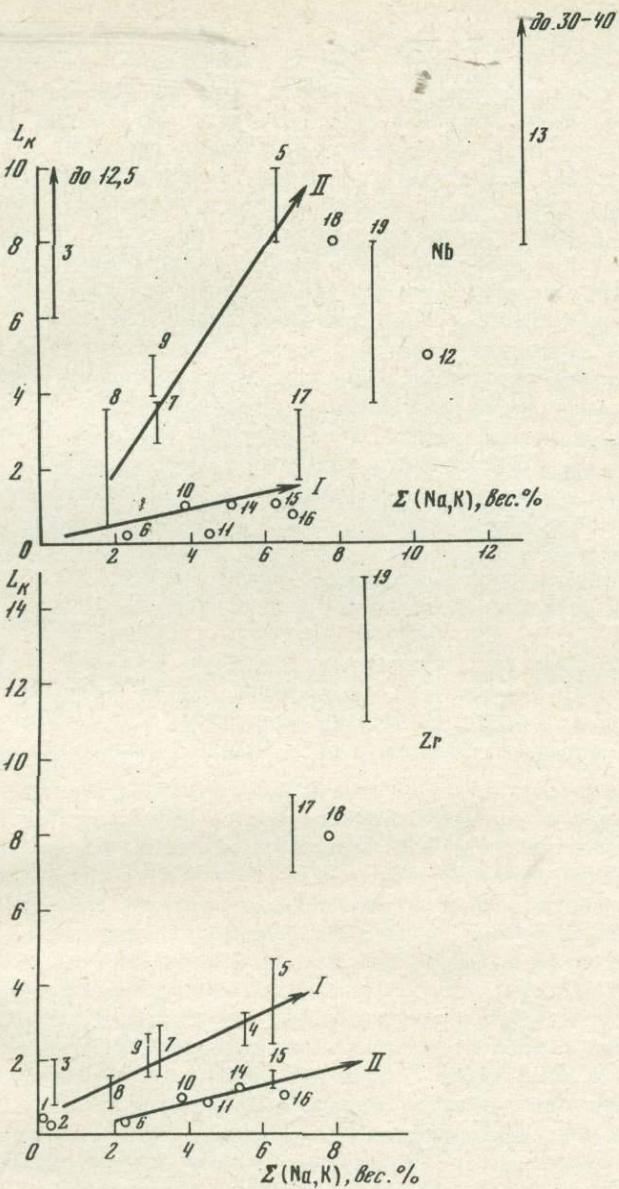


Рис. 2. Зависимость коэффициента литофильности ниобия и циркония от щелочности интрузивных серий

Усл. обозначения те же, что на рис. 1; римскими цифрами обозначены выделяемые ряды пород

идов сопровождается накоплением летучих – фтора и хлора и эманационным выносом редких металлов. Существенно также, что в поздних генерациях слюд и полевых шпатов увеличивается содержание изоморфных примесей редких элементов [23]. По данным В.В.Ляховича [29], в таких минералах, как ильменит, сфен, апатит при переходе от диоритов и гранодиоритов к собственно гранитам и пегматитам значительно возрастает содержание примеси ниобия, тантала, редких земель. Отмеченные обстоятельства препятствуют появлению промышленных концентраций рекометальных минералов в интрузиях гранитоидов и формированию собственно магматических месторождений, несмотря на общее увеличение концентрации литофильных редких элементов в процессе магматической дифференциации.

Во втором магматическом ряду представлены собственно щелочные магмы и отвечающие им нефелинодержащие породы. Этот ряд повышенной щелочности принципиально отличается тем, что повышение содержания щелочей здесь не согласуется с одновременным увеличением кремнекислотности расплавов. Поэтому нефелин и другие минералы, концентрирующие основную массу натрия и калия, могут присутствовать в наиболее ультраосновных составах в качестве первовыделений. Как видно на примере циркония и ниobia, содержание редких элементов в этом ряду может значительно возрастать от щелочных базальтов к щелочно-ультраосновным разностям (нефелиниты и др.), так что значения величины L составляют 5–10 и выше. Как следует из сопоставления графиков $\Sigma(K, Na)$ – SiO_2 (см. рис. 1–3), возрастанию концентрации редких элементов соответствуют закономерное увеличение щелочности и последовательное уменьшение кремнекислотности в ряду базиты – щелочные ультрабазиты.

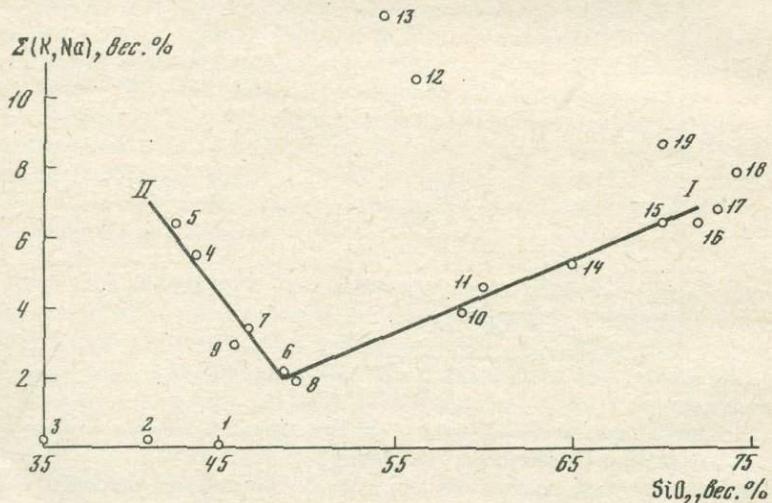


Рис. 3. Соотношение щелочности и кремнекислотности для главных типов глубинных пород

Усл. обозначения те же, что на рис. 1 и 2

зиты: от базальтов океанического дна к щелочным базальтам океанов и континентов и далее к щелочно-ультраосновным породам. Как показывают результаты известных исследований Грина, Рингвуда, Уайли и другие работы по экспериментальной петрологии, последовательность пород в этом ряду отвечает не магматической дифференциации, а все возрастающей степени селективного плавления мантийного субстрата и появлению серий ювенильных магм различной глубинности. Другими словами, фактор глубинности магмообразования играет решающую роль в появлении специализированных на редкие элементы магм во втором магматическом ряду.

Подобный вывод был сделан нами 10 лет назад в ряде публикаций совместно с В.С.Гладких [8, 9 и др.], где было показано, что концентрация циркония и ниobia в петрохимически однотипных дифференциатах базальтовых серий может значительно различаться в зависимости от их глубинности и тектонического положения, например, при переходе от малоглубинных толеитовых к глубинным щелочно-базальтовым сериям карбонатитовых и рифтовых провинций. Это позволило нам рекомендовать редкие элементы как геохимические индикаторы глубинности и формационной специфики базальтоидов. В настоящее время индикаторная роль редких элементов в решении сложных вопросов генезиса базальтов и других глубинных пород широко известна.

Таким образом, можно прийти к общему выводу, что наряду с фактором щелочности, первостепенным для любых специализированных на литофильные редкие элементы магм, существенную роль играет и глубинность магмообразования, особенно для первичных подкоровых магм. При общей геохимической сопряженности щелочности и редкометальности намечаются и определенные различия, наиболее наглядные при сопоставлении особенностей распределения в породах редких щелочных металлов (Rb и Li) и высоковалентных катионов 4 и 5 групп (Nb , Zr и др.). Эти различия видны при сравнении, например, графиков соотношения L и $\Sigma(K, Na)$ для ниobia и рубидия. Для рубидия в наименьшей степени проявлена зависимость концентрации от генотипа магм. На первое место выступает теснейшее, хорошо известное геохимическое сродство рубидия с калием в любых магмах. Поэтому в различных обогащенных калием породах – от наиболее глубинных щелочно-ультраосновных лейцититов Западного рифта до различных гранитов – могут быть встречены высокие содержания рубидия. Для ниobia, напротив, очевидна тесная геохимическая связь с натрием. Особенно наглядна она в агпайтовых, а также карбонатитовых комплексах, где нельзя не заметить ведущей по отношению к калию роли натрия в составе характерных ниобиевых и ниобийсодержащих минералов:

Оксиды

Лопарит	$NaCe(Ti, Nb)O_6$
Пироклор	$(Na, Ca)_2Nb_2O_6F$
Лузэшит	$NaNbO_3$
Перовскит	$(Ca, Na, Ce)(Ti, Nb)O_3$

Силикаты

Ферсманит	$(Ca, Na)(Ti, Nb)SiO_4(O, F)$
Мурманит	$Na_2(Ti, Nb)_2Si_2O_7$
Велерит	$Na_2Ca, Zr, Nb(Si_2O_7)(O, F)$

Эта специфика минералогии ниобия, как и специфика ряда других редких элементов (Zr, TR, Be), в агпайтовых нефелин-сиенитовых массивах неоднократно отмечалась в литературе, особенно при их сопоставлении с миаскитовыми массивами. В качестве главной причины обычно выдвигается изначально высокая величина коэффициента агпайтности $K_a = \frac{K+Na}{Al} \geq 1,2 - 1,5$. Однако при этом не всегда обращается внимание, что агпайтность обусловлена преимущественно натриевой щелочностью, хотя остаточные расплавы после выделения главного натриевого минерала – нефелина должны были бы быть обогащены калием (повышенная натриевость нефелинов в агпайтовых комплексах по сравнению с миаскитовыми также должна была бы свидетельствовать о сдвиге влево обменных реакций типа $2NaAlSiO_4 + K_2O \rightarrow 2KAlSiO_4 + Na_2O$ с обогащением остаточных расплавов калием, чего в действительности не наблюдается).

Именно натриевая щелочность обычно характерна и для обогащенных редкими элементами щелочно-ультраосновных пород – дифференциатов глубинных мантийных магм (следует отметить, что в гранатовом перидотите – главной мантийной породе на глубине свыше 75 км 28 – соотношение $Na_2O:K_2O = 1,5:1$). Ведущая роль натрия сохраняется вплоть до стадии формирования редкометальных карбонатитов и камафоритов. Натрий резко преобладает над калием в пегровските – главном концентраторе редких элементов и в пирохлоре – главном редкометальном минерале рудных карбонатитов. Следовательно, не только повышенная щелочность (агпайтность), но и ведущая роль натрия являются важными геохимическими факторами, благоприятствующими редкометальной минерализации.

К примечательной геохимической особенности мантийных щелочных магм можно отнести комплексный состав элементов-примесей. В таких породах, как кимберлиты, щелочные пикритовые порфиры и др. повышенным содержанием литофильных редких элементов сопутствуют и высокие содержания сидерофильных – тугоплавких элементов: никеля, хрома и др. Как хорошо известно, процессы магматической дифференциации и эманационной экстракции обычно разделяют эти геохимически различные группы элементов. Это также должно относиться и к гипотетическому механизму зонной плавки мантийного субстрата. Поэтому сонахождение повышенных концентраций литофильных и сидерофильных элементов-примесей заставляет искать какие-то иные пути мантийного магмообразования, не обязательно требующие исключительной селективности плавления.

Если сравнить наиболее глубинные мантийные породы – гранатовые перидотиты, эклогиты и др., то можно констатировать не столько различия, сколько сходство в химизме. В первую очередь это относится к главным компонентам, представленным всего лишь несколькими элементами: кремнием, магнием, железом, в меньшей степени кальцием и алюминием (последние два элемента принадлежат к главным компонентам эклогитов). В этом случае, следуя Н.В.Белову [3], первовыделениями в высокотемпературных мантий-

ных выплавках могут быть лишь железомагнезиальные минералы, главным образом оливин и ромбический пироксен, что согласуется с имеющимися данными о минеральном составе различных мантийных включений в кимберлитах. Второстепенные минералы могут быть представлены гранатом, шпинелем и др. При более полном плавлении и отделении от пиролита малоселективного состава океанического "примитивного" толеита тугоплавкий остаток будет соответствовать практически чисто оливиновой фракции при отделении 15% базальтовой составляющей.

Для обогащенных щелочами и алюминием щелочно-ультраосновных расплавов нужна более высокая селективность плавления, когда количество расплава не превышает 5–10% [24]. Однако для обособления и подъема к поверхности первичных магм необходимо предположить гораздо большую степень плавления. Подобные соображения приводят, как не раз отмечалось в литературе, к неразрешимым противоречиям¹.

Еще большая селективность плавления необходима для обеспечения высоких концентраций ниобия, редких земель, стронция и других некогерентных элементов, характерных для щелочных пород. Поэтому, при допущении механизма зонной плавки подсчеты, основанные на величинах масс элементов в земной коре и на дунитовом составе мантийного рестита, приводят к несоизмеримому разбросу глубин проплавляемых пород: от десятков километров для кремния, кальция и магния, до тысяч километров для калия, рубидия, стронция и других редких элементов [30]. Все это заставляет искать иные механизмы возможной концентрации щелочных и редких металлов, например в процессе кислотного мантийного выщелачивания [28]. В этом случае на первое место должны выступать различия в основности-кислотности компонентов мантийного субстрата; наиболее легко должны были бы выщелачиваться щелочные металлы. Однако, как уже говорилось, совместно с калием и натрием концентрируются не только редкие щелочные, но и другие металлы гораздо меньшей основности, вплоть до амфотерных тугоплавких элементов (ниобий, цирконий и др.). Учитывая также различную степень геохимического сродства редких элементов к натрию и калию, необходимо как-то оценивать степень основности всех этих элементов.

Приходится сразу же отметить, что до сих пор не существует какого-либо общепринятого способа такой оценки, хотя концепция кислотно-основного взаимодействия ионов в магматических расплавах в последние годы признается, пожалуй, одним из фундаментальных положений геохимии и петрологии, особенно в отечественной

¹"Если под океанами область, лишенная легкоплавкой составляющей, оказывается неглубокой (не более 30–60 км) и не препятствует дальнейшему выплавлению магм, то под материком образование коры потребовало бы полного удаления легкоплавкой составляющей на глубину 200–250 км и больше" [37].

литературе [26, 38]. Чаще всего для этой цели используются различные шкалы электроотрицательностей (ЭО). Как видно из сравнения наиболее известных систем (ЭОу (Полинга и др.), на этой основе нельзя предложить единый согласованный ряд последовательного изменения кислотно-основных свойств элементов. В связи с этим целесообразен иной подход, особенно оправданный для катионов лиофильных элементов: по относительным оценкам их основности, согласованным с наиболее фундаментальными количественными характеристиками свойств атомов и отражающими их положение в периодической системе Д.И.Менделеева. В качестве таких характеристик в первую очередь можно принять потенциалы ионизации элементов (I_p) при образовании ионов с наружной оболочкой благородных газов. Как было впервые показано В.М.Гольдшмидтом [39], для геохимической типизации элементов рационально использовать величину отношения потенциалов ионизации к валентности катиона: $I_W = I_p / W$.

Исходя из величины I_W , мной предложена десятибалльная шкала для оценки относительной основности катионов — B_K [13]. Максимальная оценка основности, равная 10, должна быть у цезия — наиболее щелочного металла первой группы периодической системы. За единицу принята основность кремния, для которого типична анионная функция в силикатах. Тогда все остальные катионы размещаются, согласно величине I_W , между цезием с $I_W = 3,9$ ($I_p = 3,89$ и $W = 1$) и кремнием с $I_W = 11,3$ ($I_p = 45,1$ и $W = 4$), образуя следующий ряд поникающейся основности: Cs(10), K, Rb(9,5), Ba(9), Na(8,5), Sr, Li(8), Ca(7,5), La(7), TR_{Ce}(6,5), TR_Y(6), Mg(5,5), Mn(5), Fe²⁺(5), Sc(4,5), Zr, Hf(4), Al, Be(3), Nb, Ta(2,5), Fe³⁺, Ga(2), Ti(1,5), Si, Ge, Sn(1). В скобках приведена величина B_K .

Исходя из этой шкалы, можно выделить три группы катионов:
 1) катионы щелочных металлов и сильных оснований ($B_K = 7,5-10$);
 2) катионы средней основности ($B_K = 4,5-7$) и 3) слабые основания и амфотерные элементы ($B_K = 1-4$).

Для силикатных расплавов величины B_K могут быть оценены и количественно, поскольку они коррелируются с вычисленными термодинамически величинами энергии связи металлов — кислород (E_M) на одну валентную связь. Величина E_M дается по А.В.Шварцману и Н.И.Томилину [13]. Как видно из графика (рис. 4), предлагаемая шкала B_K хорошо коррелируется и с системой ионных радиусов В.М.Гольдшмидта. Это позволяет считать величину B_K достаточно универсальной геохимической характеристикой катионов, функционально согласованной с их энергетическими и кристаллохимическими параметрами. Последнее означает, что для лиофильных элементов с их преимущественно ионным типом связи в структурах породообразующих минералов сохраняют свое значение известные правила изоморфных замещений, сформулированные в работах В.М.Гольдшмидта и А.Е.Ферсмана (с дополнениями А.Е.Рингвуда, Д.Шоу, Л.А.Аренса и др.).

Наиболее общим выражением этих принципов является представление о кристаллизующемся силикатном расплаве как о сите, кото-

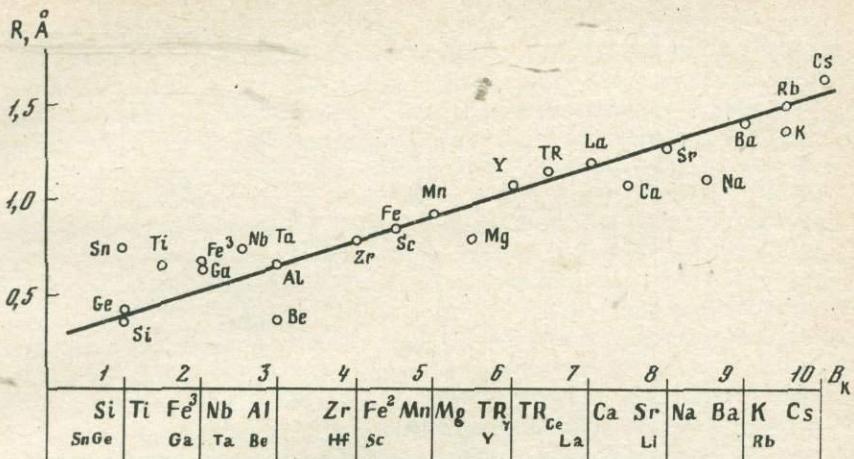


Рис. 4. Зависимость ионных радиусов от относительной основности катионов (B_K)

рое фракционирует и самые мелкие катионы, подобно бериллию, и наиболее крупные — типа цезия, рубидия, лантана. Также в остаточных расплавах должны накапливаться высокозарядные катионы, которые по кристаллохимическим характеристикам отличаются от Si^{4+} и не могут замещать его в кремнекислородных тетраэдрах (ниобий, цирконий).

Таким образом, сочетая современные представления о роли основности-кислотности и относительной основности катионов с традиционными кристаллохимическими принципами, можно было бы в первом приближении дать общее объяснение рассмотренным выше закономерностям распределения и сопранождения литофильных редких элементов в породах повышенной щелочности. С этих позиций относительно просто интерпретируется поведение таких рассеянных редких элементов, как галлий или гафний, а также и упоминавшееся хорошо известное родство рубидия и калия.

Тем не менее подобные объяснения недостаточны для конкретных вопросов, относящихся к причинам редкометальной специализации щелочных магм различной глубинности и кремнекислотности, равно как и существенным различиям, определяемым калиевым или натриевым типом щелочности.

Не вдаваясь здесь в анализ геохимии отдельных редких элементов, следует подчеркнуть недостаточность концепции кислотно-основного взаимодействия как универсального объяснения специфики выплавления мантийных и дифференциации коровых магм. Обычно при этом учитывается лишь изменение в катионной части минералов. Так, повышенное содержание в минерале или породе калия и натрия нередко интерпретируется как безусловное доказательство значительного повышения общей основности среды. Однако при этом

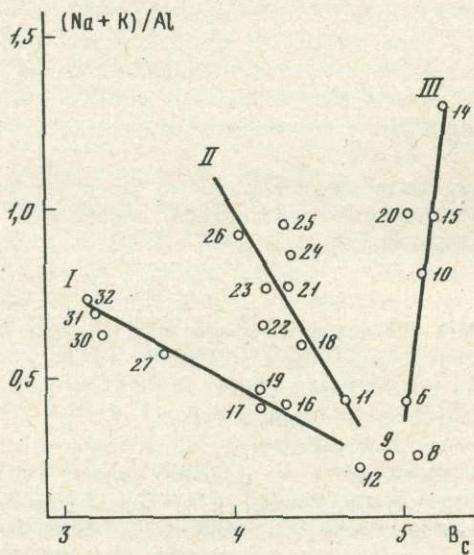
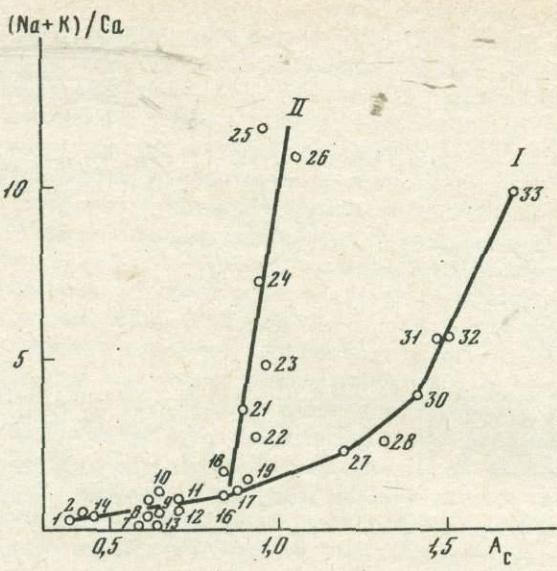


Рис. 5. Соотношение щелочного параметра $[(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}]$, коэффициента агпайтности $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ с общей кислотностью (A_c) и основностью (B_c) пород

Средние составы пород: 1 — дунит; 2 — гарцбургит; 3 — ийолит; 4 — перцолит; 5 — уртит; 6 — габбро эссеекситовое; 7 — диаллагит; 8 — базальт толеитовый; 9 — габбро; 10 — шонкинит; 11 — базальт; 12 — анортозит; 13 — вебстерит; 14 — луяврит; 15 — нефелиновый сиенит; 16 — андезит; 17 — габбро кварцевое; 18 — монционит; 19 — диорит; 20 — фонолит; 21 — трахиандезит; 22 — сиенит;

большей частью не учитывается характер параллельного изменения анионной составляющей в составе породы. Между тем даже в "ультращелочных" агпайтовых породах избыток натрия над остальными катионами может нейтрализоваться таким достаточно сильным анионом, как фтор и выделяться в виде самостоятельного минерала — виллиомита, широко распространенного в Ловозерском массиве и некоторых других агпайтовых комплексах. Очевидно также, что повышению активности калия и натрия в связи с увеличением общей основности ("щелочности") среды должно было бы обязательно сопутствовать и повышение активности других сильных оснований, в частности цезия или лития. Однако такая взаимосвязь часто не сообъединяется [12]. Примерно также обстоит дело и с некоторыми минералами-индикаторами повышенной щелочности среды. Известно, например, что эгирин может быть типоморфным минералом щелочных гранитов, входя в парагенезис с кварцем, но отсутствовать в "ультращелочных" уртитах. В них обычны менее щелочные пироксены.

Если использовать B_K как геохимический параметр, то можно показать, что при последовательной смене котектических парагенезисов цветных и лейкократовых минералов кислотность-основность меняется в узком диапазоне [13]. При этом большей основности катионов в лейкократовой ветви боузеновской "вилки" соответствует и большая "сила" анионов в ряду: $\text{SiO}_4^{4-} < \text{Si}_2\text{O}_6^{4-} < \text{Si}_3\text{O}_8^{4-} < \text{Si}_4\text{O}_{10}^{4-} < \text{AlSiO}_4^{1-} < \text{AlSi}_3\text{O}_8^{1-}$ [41, 46].

Другими словами, при кристаллизации силикатных расплавов происходит взаимная нейтрализация кислотных анионов и катионов в соответствии с известным принципом (правилом) максимальной полярности [35].

Применяя шкалу B_K к оценке общей основности ($B_C = \Sigma (\text{Me } B_K)$) и кислотности ($A_C = 4\text{Si}/B_C$) магматических пород, можно показать, что отмеченные выше различия в щелочности между двумя рядами магматических формаций являются отражением общей закономерности: обратной зависимости между увеличением общей основности магм в боузеновских сериях и повышением концентрации сильных оснований Na_2O и K_2O . Эта закономерность предопределяет также различия главных формационных рядов по величине петрохимических параметров: $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$ и $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$. Как видно из графиков (рис. 5), ряды гранитоидов (I) и типичных щелочных пород (III) разделяются областью сиенитовых-травитовых составов (II). Приведенные данные позволяют присоединиться к представлениям о том, что на глав-

23 — трахит; 24 — сиенит щелочной; 25 — трахит щелочной; 26 — нордмаркит; 27 — гранодиорит; 28 — рапакиви; 29 — пантеллерит; 30 — адамеллит; 31 — средний гранит; 32 — гранит (докембрый); 33 — липарит

Параметр основности показан только для характерных типов пород

ном высокотемпературном этапе магматической кристаллизации можно считать минимальными изменения кислотности – основности расплавов [2], особенно для глубинных магм, где минимальна активность ионов кислорода и гидроксония (протона). Для последующих, более низкотемпературных этапов с использованием р.з.э. как прямых геохимических индикаторов основности – кислотности можно, в общем, говорить о небольшом диапазоне изменения кислотности: от щелочной и слабощелочной среды до слабокислой [7].

На основе принципа полярности можно объяснить геохимическую связь щелочных металлов, особенно натрия не только с близкими по относительной основности катионами – Li, Rb, Cs, La, – но и с амфотерными элементами – цирконием и ниобием. В последнем случае на первое место выступает иная, анионная функция этих редких металлов, нейтрализуемых щелочами с образованием ниобо- и цирконосиликатов, а также упоминавшихся выше натрийсодержащих окислов. Это положение давно уже было выдвинуто А.Е.Ферсманом для объяснения геохимической специализации агпайтовых магм. К этому можно добавить, что калий является "слишком сильным" катионом для нейтрализации сравнительно слабых анионов ниobia и циркония, что и объясняет их преимущественную связь с натрием.

В соответствии с принципом максимальной нейтрализации при магматической кристаллизации собственные минералы калия и натрия могут быть представлены в первую очередь алюмоシリкатами – полевыми шпатами, но в случае наиболее глубинных мантийных выплавок вступают в силу кристаллохимические ограничения. Как известно, эти минералы обладают наименее плотной упаковкой и могут быть отнесены к числу абиссофобных [22]. Однако, в отличие от калия, для натрия возможно вхождение в структуру пироксенов в виде жадеитового компонента, поскольку по плотности упаковки ($\chi = 0,83$) жадеит сопоставим с форстеритом и магнезиальной шпинелью. Следовательно, для наиболее глубинного минералообразования на уровне мантийных эклогитов можно допустить первый "геохимический барьер" в миграции литофильных редких элементов – их разделение по степени геохимического родства к натрию или калию. В максимальной степени этот барьер отражается на предпочтительном отделении совместно с калием наиболее близких к нему щелочных металлов – цезия и рубидия от остальных редких элементов. При дефиците кислорода они могут входить в состав карбидных фаз и мигрировать в составе легко летучих эманаций ("калиевое дыхание" мантии), присоединяясь к продуктам дегранитизации в нижних горизонтах земной коры и рассеиваясь в массе метаморфических пород. Они и в дальнейшем сопутствуют калию в ходе магматической дифференциации палингенных гранитных магм. Поэтому петрологической предпосылкой их эндогенной концентрации являются процессы длительной магматической дифференциации и эманационной пневматолитовой экстракции (пегматиты, "апограниты", слюдиты).

Относительно высокая концентрация натрия в мантийных породах приводит к последующему выплавлению из них существенно натровых

подкоровых щелочных магм. Поэтому в дифференциатах глубинных щелочных магм различной кремнекислотности – от нефелинитов и ийолитов до агпайтовых фойяитов натрий преобладает над калием. Таким образом, щелочной глубинный магматизм противостоит коровому гранитоидному как преимущественно натровый процесс. Начиная с процессов мантийного выщелачивания, натрию в щелочных магмах сопутствуют не только редкие элементы – сильные основания ("изохимическая связь"), но и амфотерные элементы – ниобий и другие, для которых натрий выступает как "нейтрализатор" в соответствии с принципом максимальной полярности. Поэтому в щелочных магмах уже на ранних этапах кристаллизации может концентрироваться широкий спектр лиофильных редких элементов: как наиболее, так и наименее основных. Выпадает лишь промежуточная ("магниевая") группа – скандий, иттрий и иттриевые лантаноиды. Также в мантийных флюидах, комплементарных наиболее глубинным щелочным магмам, обычно натрий преобладает над калием. Подобные натровые ювенильные ("сквозьмагматические") флюиды необходимо противопоставлять верхнемантийным или глубиннокоровым гранитизирующими растворам [17]. Именно при их взаимодействии с верхнемантийным или глубиннокоровым сиалическим субстратом возникают особые, обогащенные редкими элементами агпайтовые и миаскитовые гибридные магмы, а также более кремнекислые редкометальные альбититовые и щелочно-гранитные ("субщелочные") породы. Как уже отмечалось [7, 15], общими геохимическими и петрологическими признаками подобных (гибридных) формаций, помимо появления специфических пород повышенной щелочности, являются широкие масштабы процессов магматического замещения и метасоматоза (сиенитизация, нефелинизация, фельдшпатизация и др.) и обогащение летучими (фтором и углекислотой) и редкими элементами, что приводит к появлению специфических парагенезисов цветных и рудных минералов при сопоставимых индикаторных отношениях лиофильных элементов (Ta/Nb , TR_{Ce}/TR_{U} и др.) в петрохимически различных породах – карбонатитах, агпайтовых нефелиновых сиенитах, альбитах и др.

Из результатов проведенного нами обобщения данных по различным регионам СССР и сопоставления средних составов нефелиновых сиенитов, высокоглиноземистых гнейсов и других пород по отношению к генеральному тренду гранитизации (рис. 6) следует, что при региональном метаморфизме и гранитизации обычно исключена возможность десиликации и преодоления полевошпатового барьера [17]. Очевидно, что выплавление глубиннокоровых щелочных палингенных магм, сопряженное с региональной гранитизацией, требует особых условий, прежде всего наличия лейкократового субстрата с соотношением $Si : Al < 3$. Тем не менее близость Р–Т условий выплавления анхиэвтектических составов гранитов и нефелиновых или щелочных сиенитов при общих источниках и составе гранитизирующих растворов позволяет рассматривать щелочные и нефелиновые сиениты этого типа как недосыщенные кремнеземом палингенные фации гра-

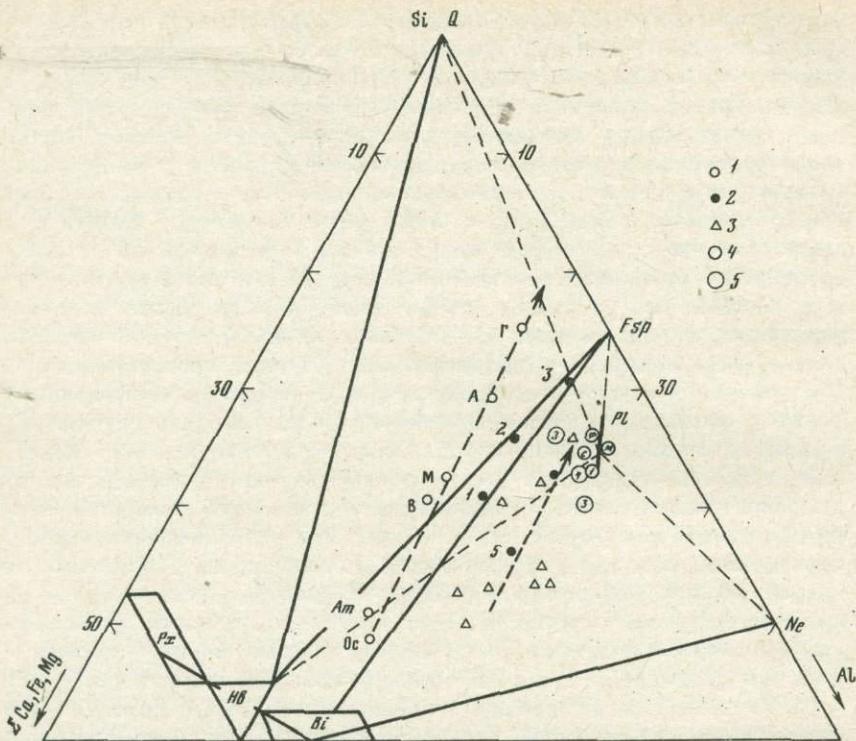


Рис. 6. Петрохимическая диаграмма для сопоставления коровых магматитов и метаморфитов

1 - главные петрохимические типы продуктов метаморфизма и гранитизации континентальной коры; Ос - океаническая кора; Am - средний состав амфиболитов; В - базальтовый слой; М - средний состав континентальной коры; А - гранитный слой; Г - средний гранит (Ос - А - по Ронову и Ярошевскому, Г - по Дели); 2 - высокоглиноzemистые гнейсы: 1, 2, 3 - Карело-Кольский регион, 4 - Украина, 5 - Тянь-Шань; 3 - анортозиты; 4 - фойяиты (ф - агпайтовые, х - хибиновые, м - миаскиты); 5 - формационные типы нефелиновых сиенитов, по Л.С. Бородину [17]

тоидов [4, 17]. В эту формационную группу нефелиновых, как правило миаскитовых, сиенитов входят и собственно фельдшпатоидные фации гранитоидов - продукты глубинной контаминации или нефелинизации в краевых частях гранитоидных plutонов [5, 25]. Соответственно, большая часть массивов миаскитовых нефелиновых сиенитов палингенного происхождения, подобно гранитоидам и при повышенной по сравнению с кларковой концентрацией литофильных редких элементов, не является потенциально рудоносной на редкие металлы.

Им можно противопоставить еще более редкие агпайтовые и миаскитовые комплексы, происхождение которых связано участием натровых ювенильных "сквозьмагматических флюидов", отделяющихся при выплавлении мантийных карбонатитовых и щелочно-ультраосновных расплавов. Штоки карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород с окружающими их зонами фенитизации и магматической сиенитизации можно считать практически единственной наглядной "действующей моделью" привноса щелочных и редких металлов потоками (колоннами) ювенильных растворов. Ранее подобные комплексы были объединены нами в особую палингенно-ювенильную (гибридную) группу [11].

Как видно из графиков (см. рис. 2, 3), эти комплексы и редко-металльные щелочные гранитоиды занимают особую позицию, вне двух выделенных выше главных формационных рядов (щелочного мантийного и нормального гранитоидного). Именно с этой группой, объединяющей продукты наиболее обогащенных редкими элементами щелочных магм, могут быть связаны крупные месторождения редких металлов. Однако для реализации благоприятных геохимических предпосылок требуются дополнительные геологические и петрологические факторы. Так, для агпайтовых комплексов ведущим фактором концентрации лиофильных редких элементов является возможность длительного проявления процессов магматического замещения в условиях контрастной геохимической среды (взаимодействие агпайтовых фойяитовых магм с кальдерными пробками основных эфузивов). Эта генетическая концепция, выдвинутая автором первоначально для Хибино-Ловозерского комплекса [12], в настоящее время получает дальнейшее подтверждение на материалах других крупных агпайтовых массивов (Илимаусак, о-ва Лос и др.). Особенно показателен пример массива Посос-де-Калдас, где под кровлей кальдерной пробки анкарратритов и тингуаитов располагается крупный шток нефелиновых сиенитов, включающий и агпайтовые лувириты [32].

Для миаскитовых комплексов "гибридного типа", как видно на примере Вишневогорского массива [17], петрологической предпосылкой появления предельно лейкократовых нефелиновых сиенитов и карбонатитов было сочетание процессов щелочного метасоматоза и дебазификации исходных метаморфитов при воздействии на них ювенильных щелочно-карбонатитовых расплавов и растворов. В рамках развернутой формационной классификации [20, 21] гибридные агпайтовые и миаскитовые (с карбонатитами) комплексы рационально выделить в особую формационную группу, тем самым противопоставив их основной массе палингенных миаскитовых нефелиновых сиенитов (магматизм чистой коровой линии).

Из всего изложенного следует, что важнейшими геохимическими особенностями щелочных пород, включая и редкометальные фации, являются не только недосыщенность кремнеземом, но и повышенная натровость (табл. 2).

Как видно из табл. 2, в большинстве формаций соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в среднем достигает величины 1,5-1,7. От них резко

Таблица 2

Среднее соотношение Na_2O и K_2O в формациях нефелиновых сиенитов

Формации	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	Примеры типичных массивов ¹
Щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов	1,64	Верхнесаянский, Жидойский, Одихинча
Щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов	1,71	Кия-Шалтырь, Кургусуль, Петропавловский, Сайжинский
Калиевых щелочных габброидов, щелочных и фельдшпатоидных сиенитов	0,61	Ирису, Каиды, Ишимский, Зардалекский
Миаскитовых щелочных и редко-метальных нефелиновых сиенитов с карбонатитами и альбитами	1,47	Ильмено-Вишневогорский, Гоуджекит
Щелочных и нефелиновых сиенитов	1,66	Кши-Ординский, Бамбуйский, Ципинский, Боргойский
Граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов	1,46	Бердяуш, Баян-Аул, Тозбулак, Ботогол, Сайбар, Аkit
Калиевых фельдшпатоидных и щелочных сиенитов и монцитов	0,41	Сандык, Мурун, Сынныр, Дежневский, Бурпалинский

1

В подсчет вошли данные по 102 интрузивным комплексам с экспериментальными данными [36]. Концентрации цериевых земель в виде изоморфных примесей способствует их совместное вхождение в состав кальциевых минералов с сохранением или повышением средней величины B_k благодаря компенсационным схемам.

отличаются немногочисленные массивы калиевых щелочных пород с величиной $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,4-0,6$. Преобладание натрия над калием определяет не только петрографическую специфику щелочных формаций. Не менее важна роль натрия и как геохимического регулятора в течение всего процесса магматической кристаллизации глубинного магмообразования и при последующем высокотемпературном метасоматозе. Избыток натрия, нейтрализующего фтор и комплексные анионы ниobia, циркония, особенно в агпайтовых расплавах, способствует концентрации этих элементов в виде самостоятельных минералов. Одновременно с натрием щелочные породы содержат повышенные

количества близких к нему по величине B_K стронция и наиболее основных лантаноидов. Повышенной концентрации Nb также способствует преобладание Na над K, что согласуется и с изоморфизмом, например :



$$2 \times 7,5 = 8,5 + 6,5 \quad 7,5 + 1,5 < 8,5 + 2,5.$$

Здесь необходимо напомнить о меньшей устойчивости комплексных анионов тантала, особенно в условиях повышенной щелочности, что приводит к большему рассеянию тантала и относительной концентрации ниobia в остаточных расплавах. Поэтому как в пирохлорах, так и в перовскитах от ранних генераций к поздним заметно возрастает величина отношения $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5$ [6]. Редкие элементы большей основности, чем натрий – Cs и Rb – обычно не концентрируются в щелочных породах и связанных с ними пегматитах и метасоматитах. Вместе с тем в гораздо более редких массивах калиевых формаций (Сыныры, Сандык) наблюдаются и повышенные концентрации Rb и Cs в нефелине, что необходимо принимать во внимание при геолого-экономической оценке нефелиновых руд как возможного комплексного сырья на глинозем и редкие металлы [16].

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов В.С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 1977.
2. Белов Н.В. Кристаллохимия основного (петрологического) процесса кристаллизации магмы. – В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
3. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976.
4. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975.
5. Богнибов В.И. Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974.
6. Бородин Л.С. Перовскит в ультраосновных породах Африканы и некоторые вопросы генезиса массива. – Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 15.
7. Бородин Л.С. Редкие элементы в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных – щелочных пород. – В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965.
8. Бородин Л.С., Гладких В.С. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. – Геохимия, 1967, № 10.
9. Бородин Л.С., Гладких В.С. Ниобий в щелочных базальтоидах. – Геохимия, 1965, № 5.
10. Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Ганзееев А.А. Геохимические типы нефелиновых сиенитов и проблема их генетической связи с гранитоидами. – В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
11. Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Бондаренко В.Н. Закономерности распределения редких элементов как критерий глубинности (ювенильности) щелочных магм. – В кн.: Доклады 1-го междунар. геохим. конгр. М., 1972, т. 1.

12. Бородин Л.С., Гладких В.С., Егорова Н.Ф. К петрологии и геохимии эфузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса. - В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973.
13. Бородин Л.С. Относительная основность катионов и изоморфные замещения в минералах изверженных пород. - Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 5.
14. Бородин Л.С. Проблема формаций щелочных пород. - В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974.
15. Бородин Л.С., Алтухов Е.Н., Лапин А.В. и др. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974.
16. Бородин Л.С. и др. Формационная типизация и вопросы комплексного изучения месторождений нефелиновых руд. - В кн.: Проблемы нефелинового сырья. М.: Наука, 1975.
17. Бородин Л.С. Проблема миаскитовых и агпантитовых магм (геологические и геохимические аспекты). - В кн.: Геохимия, минералогия, петрология: Междунар. геол. конгр. XXV сессия. М.: Наука, 1976.
18. Бородин Л.С., Мухитдинов Г.Н., Ганзееев А.А. Формационные типы щелочно-гранитоидных пород и некоторые характерные особенности их геохимии. - Там же.
19. Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976.
20. Бородин Л.С., Похвиснева Е.А. О закономерностях развития щелочного магматизма на территории СССР. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9.
21. Бородин Л.С. Геохимические и петрологические предпосылки связи месторождений литофильных редких элементов с формациями щелочных пород. - В кн.: Тезисы докладов, М., 1977.
22. Галдин Н.Е. О физических свойствах окислов и силикатов при высоких давлениях и температурах. - Геохимия, 1970, № 2.
23. Герасимовский В.В., Залашкова Н.Е. Геохимические особенности калиевых полевых шпатов из редкометальных гранитов. - Геохимия, 1976, № 4.
24. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканализме. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
25. Довгаль В.Н. Возраст и формационное положение Ударниковского габбро-сиенитового plutona. - В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977.
26. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
27. Косалс Л.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976.
28. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.
29. Лякович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973.
30. Ронов А.В., Ярошевский А.А. Химический состав земной коры. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными структурами. М.: Наука, 1971.
31. Синькова Л.А., Туранская Н.В. О различном влиянии калия и натрия на миграционную способность редкоземельных элементов. - Геохимия, 1968, № 5.

32. Соболев В.С., Герасимовский В.И., Когарко Л.Н., Бородин Л.С. Международный симпозиум по карбонатитам. – Геохимия, 1977, № 2.
33. Соболев С.Ф., Золотарев Б.П. Геохимия пород верхней мантии и некоторых ее производных. – В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974.
34. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
35. Урусов В.С. Энергетическая кристаллохимия. М.: Наука, 1976.
36. Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Шелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. М.: Госгеотехиздат, 1961.
37. Шейнманн Ю.М. Тектоника и магматизм. – Избранные труды. М.: Наука, 1976.
38. Шербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972.
39. Goldschmidt V.M. – Geochemistry, 1954.

Д. П. Сердюченко

ДРЕВНИЕ НЕКРЕМНИСТЫЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Возрастные, пространственные и палеогеографические отношения кремнистых и силикатно-боратных железорудных формаций

Несмотря на то что запасы древних, главным образом докембрийских, железных руд на всех континентах огромны, в течение последних десятилетий и даже нескольких последних лет открыты новые крупные месторождения. Помимо широко известного железорудного бассейна Хамерсли в Западной Австралии, выходы джеспилитов обнаружены недавно в западных районах Гренландии, а в Восточной Антарктиде советскими геологами открыта крупная железорудная провинция, где в толще ритмично переслаивающихся слюдисто-хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев залегают чередующиеся кварц-магнетитовые, магнетит-кварцевые и магнетит-карбонатные слои, в которых содержание магнетита (и гематита) колеблется от 10 до 80% [14, 15].

На Северо-Востоке СССР также открыта новая железорудная провинция. В кристаллических породах фундамента на правобережье Колымы (в верховьях р. Омолон) недавно обнаружены мощные и протяженные залежи магнетитовых кварцитов; вместе с уже давно известными здесь мелкими проявлениями железных руд этого типа они охватывают Омолонский массив, Приколымское поднятие и Анюйско-Олойский блок [4]. Тонкополосчатые руды, помимо магнетита (55–65%) и кварца (35–45%), имеют постоянную примесь апатита и актинолита, образующего псевдоморфозы по характерным для древних (архейских?) сланцев пироксену и буро-зеленой роговой

обманке. Прогнозные запасы руд только в Южно-Омолонском районе превышают 1 млрд. т.

Во всем мире продолжаются работы по выделению разновозрастных железорудных ярусов, уточнению их состава, палеогеографических и геохимических условий образования и абсолютного возраста.

По-видимому, главная масса железа отложилась в течение единой растянутой эпохи между 1900 и 2500 млн. лет тому назад: Кривой Рог, КМА, Хамерсли, Лабрадор - оз. Верхнее, многие формации Южной Африки и др., однако филлитовые кварц-гематит-магнетитовые серии (Фиг Три и Онвервахт) в Трансваале имеют возраст метаморфизма более 3300 млн. лет и седиментации более 3500 млн. лет [36], а месторождение полосчатых магнетит-грюнерит-силеритовых железняков с кварцем, стилюпномеланом, кальцитом и хлоритом в Исуа, Гренландия, очевидно, одно из наиболее древних - 3760 млн. лет [33], но с ними почти одновозрастны по времени седиментации (3,6-3,8 млрд. лет) силикатно-бортно-магнетитовые свиты с апатитом в Южной Якутии [3].

В пределах Украинского щита и КМА хорошо известны два богатых органикой железорудных яруса - глубоко метаморфизованный архейский, преимущественно магнетитовый с эвлизитовыми и гондитовыми прослоями и умеренно метаморфизованный протерозойский, преимущественно гематитовый, но в северных и восточных районах Криворожья содержащий обширные участки и протяженные пачки магнетит-гематитовых слоев с обильным содержанием сингенетичных щелочных амфиболов (типа рибекита, арфведсонита и др.) и пироксенов (эгирина и др.), свидетельствующих об эвапоритовых условиях древнего рудообразования [17].

Особый характер имеет "многоэтажность" железорудных залежей, например к востоку от Урала.

Эксплуатируемые в настоящее время Кустанайские месторождения, как показывают новые и методически тонкие геолого-геофизические исследования, представляют собой только "верхний этаж" магнетитового оруденения, а на глубинах около 1 км и более от поверхности выявляются крупные магнетитовые залежи "нижнего этажа", отдельные тела которого были уже ранее вскрыты буровыми работами на Качарском, Соколовском, Сарбайском и других месторождениях, а скважинная магнитометрия указывает на признаки и возможность обнаружения таких руд и на соседних территориях Тургайского прогиба [8]. В этом и других подобных случаях мы, очевидно, имеем дело с первично-метаморфогенными залежами железа осадочного (в том числе эвапоритового) происхождения в до-декабрийских толщах, т.е. на нижнем этаже; эти руды и кремнезем местами (в связи с интенсивной складчатостью и наличием тектонических трещин и разломов) были мобилизованы как с помощью изверженных пород, вторгшихся в галогенные толщи и генетически связанные с ними рассолы [11, 12], так и под воздействием других агрессивных экзогенных хлоридных, фторидных, углекисло-щелочных нагретых вод глубокого залегания; в благоприятных геолого-

структурных и палеогеографических условиях эти железоносные рас-
солы и минерализованные гидротермы поверхностного или магматиче-
ского происхождения могли регенерацию переотлагать осадочные же-
лезные руды докембрийского этажа (но уже с хлоридно-щелочными и
им генетически подобными минеральными ассоциациями: скаполитом,
альбитом, дашкесанитом, рибекитом и др.) среди осадочно-слоистых
толщ верхнего (в данном случае среднепалеозойского) этажа [1, 9].

Недавние исследования [27] "Доломитовой серии" в Трансвааль-
ском разрезе южно-африканского докембра (около 2,3 млрд. лет),
ближкой по возрасту и характеру последующих преобразований неко-
торым карбонатным толщам в бассейне р. Конго [41], показали,
что это – лежащие на черных (углеродистых) породах кварцитовой
серии и имеющие циклическое строение, мощные, преимущественно
химические (лагунные) осадки, которые подразделяются на нижние
и верхние доломиты и полосчатые кремнистые железняки, имеющие
между собой "переходные зоны" из перемежающихся и неустойчивых
в разрезе пестрых по составу пород (карбонатных, кварцитовых и
углеродисто-глинистых, железистых и марганцовистых слоев и вы-
клинивающихся линз, местами с брекчевидной или полосчатыми скоплениями
остатков древних водорослей). Химико-минералогические и палеогео-
графические данные показывают, что некоторые слои первичных чистых
(не магнезиальных и не железистых) известняков, особенно
вблизи "переходных пород", имеющих явные признаки прибрежно-
морского образования, подверглись латеральной и нисходящей инфильтрационной доломитизации, сопровождаемой прерывисто-послойным
окремнением и ожелезнением.

В дальнейшем, в верхней части этой осадочной толщи сформиро-
вались уже типичные полосчатые кремнисто-железные руды, отло-
жившиеся за счет выветривания и размыва окружающей суши в при-
брежном эвапоритовом бассейне, который был отделен от открытого
моря отмелами и барами из нагромождений главным образом карбо-
натных и кремнистых обломков, а со стороны суши примыкал к дель-
товым отложениям. Важно отметить, что на конечных этапах карбо-
натно-кремнисто-железистых или карбонатно-глинисто-железистых
седиментационных циклов в железорудных формациях Хамерсли, Вит-
ватерсранда и Трансваала местами накапливались большие количест-
ва натрия (крокидолит и рибекит составляют до 50% объема неко-
торых 6–7-метровых рудных пластов; это свидетельствует о мелко-
водных, сильно засолонявшихся бассейнах). Эти богатые натрием
и железом амфиболы то неравномерно рассеяны среди кремнисто-же-
лезистых слоев, то являются одним из главных компонентов непра-
вильных гнезд, прослоев и линз [25, 35, 42, 43] характеризуя
рудоотложение в сильно засоленных донных углублениях мелководной
обширной лагуны – подобно тому, как это же, по-видимому, имело
место и в архейских железорудных Трансваальском и Витватерсранд-
ском бассейнах (особенно Пендж и Куруман) Южной Африки [27].

Размеры южно-африканских, северо-американских и западно-ав-

стралийского континентальных эвапоритовых бассейнов во времени заметно или сильно варьировали, но определено измеряются в длину и ширину сотнями километров. По их периферии или автономно, часто в непосредственной близости к основным—ультраосновным магматическим породам и продуктам их гипергенного разложения, были расположены более узкие и ограниченные (в связи с линейными тектоно—вулканическими структурами) прибрежные лагуны, нередко с обломочными или оолитовыми рудоносными осадками, содержащими, помимо железа и щелочей, Al, Ti, Si, Ca, Mg и др.; на метаморфическом этапе в зависимости от привносимого с суша материала и концентрации в эвапоритовом водоеме углекислых, сульфатных, хлоридных, фторидных, борных растворов и солей они дали силикатные (магнезиально—известковые, кальциево—натриевые, магнезиально—калиевые и др.) железорудные месторождения.

Наличие барьера, ограничивавшего связь открытого моря с лагуной, где шло последовательное отложение из рассольных вод минералов железа и кремния, еще ранее предполагали Вулнух [44] и Гудвин [28]. Джеймс [29] пришел к выводу, что отложение руд в районе Верхнего озера, контролируемое в основном Eh водной среды, происходило в полузамкнутых бассейнах, отделенных от открытого моря перемычками, что обусловило застойный характер вод и восстановительную среду в депрессионных участках с обильным накоплением в них отмершей органики и, очевидно, активной деятельностью сульфатредуцирующих бактерий: это — черные сланцы с 5—15% свободного углерода и 20—40% пирита. В железорудной формации Верхнего озера в ассоциации с магнетитом или сидеритом находятся — на низкой ступени метаморфизма — гриналит, хлорит, стильпномелан и миннозит, пирит. При более интенсивном метаморфизме (в Швеции, в Приазовье, на Кольском полуострове, в Южной Якутии и др.) силикаты в железорудных фациях представлены уже оливином, пироксенами, амфиболами, слюдами, гранатами; сульфиды — пиритом и пирротином, а на высоких ступенях метаморфизма (альмандин—амфиболовая, гранулитовая фации) и при обилии органического (графитизированного) материала в некоторых железистых метасадках магнетитообразование в сильно восстановительной среде подавлялось, и железо в закисной форме полностью перешло в состав фаялита, геденбергита, эвилита, альмандина, образовавших практически безмагнетитовые и бескварцевые эвлизитовые породы (Швеция, Кольский п-в, Приазовье и др.).

Таким образом, устанавливаются палеогеографическая и пространственно—генетическая связь и наличие переходных (смешанных) типов между хемогенным (и биогенным) известняковым и доломитовым карбонатообразованием и отложением железистых и железорудных (сульфидных, сидерито—магнетито— и гематито—кварцевых и магнетито—силикатных) отложений в малых и обширных прибрежных осолоняющихся бассейнах с ограниченной (или совсем прерванной) связью с открытым морем.

Нередко наблюдаемая, таким образом, в древнейших стратифици-

рованных толщах непосредственная связь и циклическое чередование, переслаивание и приконтактное межслоевое смешивание карбонатных и силикатных известково-магнезиальных пород как между собою, так и с магнетито-силикатными или магнетито-боратными полосчатыми залежами представляют собою наследственные проявления седиментационного процесса, а не результат поздних наложенных магматогенно-метасоматических воздействий.

Многолетние полевые наблюдения и лабораторные исследования формации Верхнего озера привели Джеймса [29] к выводу, что, вопреки широко распространенным представлениям, связь между богатыми железорудными породами и вулканизмом является пространственно-структурной, а не генетической или химической: степень ожелезнения кварцитов, сланцев, доломитов и граувакк, синхронных вулканическим породам и приуроченных к гуронским геосинклиналям, бедная, но вулканиты при нормальной эволюции геосинклиналии участвовали в структурном развитии прибрежных порогов и образовании островных вулканических дуг, обусловив этим замкнутость или ограниченность связей с открытым морем водоема, в котором происходила в дальнейшем рудная седиментизация. К этому следует добавить, что живая и мертвая органика играла важную, часто решающую роль в концентрации и осаждении железа, марганца, цветных металлов и других рудных элементов в пластовых (стратиформных) месторождениях, а пространственная и временная близость вулканической деятельности, помимо благоприятного структурно-палеогеографического фактора, представляла собой очень важный экологический фактор, вызывавший повышение температуры в бассейнах рудоотложения и создание более теплого климата, стимулировавшего развитие множества организмов и микроорганизмов, концентрировавших (как при жизни организмов, так и после отмирания) рудные компоненты даже из слабых растворов.

Таким образом, пространственная и временная связь железорудных (марганцевых, стратиформных, медноколчеданных, полиметаллических и др.) месторождений с вулканическими породами и процессами часто ошибочно и без достаточных оснований возводится в ранг генетической, а отдельные случаи вулканогенной регенерации осадочных месторождений или концентраций рассеянных в осадочно-метаморфических толщах рудных компонентов рассматриваются как мнимое доказательство магматического (или даже мантийного) первоисточника рудного вещества.

Силинатно-магнетитовые руды

Среди докембрийских некрэмнистых железных руд особое место в зависимости от характера и минерального разнообразия занимает продуктивная федоровская свита иенгрской серии в архейской толще Южной Якутии. Подстилающий руду горизонт (~ 350 м) состоит главным образом из согласно залегающих, прерывистых и много-

кратно чередующихся пироксеновых, пироксено-амфиболовых и амфиболовых гнейсов и плагиосланцев, а также графито-биотитовых и графито-биотито-гранатовых гнейсов. Надрудный горизонт (~ 450 м) сложен не только пироксен-амфиболовыми, амфиболово-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами и плагиосланцами, но и высокоглиноzemистыми (силлиманитовыми и силлиманито-кордиеритовыми) слоисто-сланцевыми породами, а также мощными пачками биотитовых, биотит-силлиманитовых, турмалин-силлиманитовых и турмалиновых кварцитов и кварцита-гнейсов. Однако они не несут ни минералогических, ни промышленных концентраций магнетита; хотя местами встречаются гематитовые и гематит-силлиманитовые гнейсы и кварциты с послойным, рассеянным или собирательно перекристаллизованным гематитом, но по своему характеру и текстуре, незначительному развитию они не относятся к типу слоисто-полосчатых железных кварцитов (джеспилитов).

Магнетитовые руды Алданского архея сосредоточены исключительно в среднем, рудном горизонте (~ 300 м), где совсем нет кварцитов, а отмеченные выше кварц-полевошпатовые гнейсы и плагиосланцы с резкими границами или с постепенными переходами (теряя свои фельзические минералы и обогащаясь темноцветными) контактируют и согласно переслаиваются с бесполевошпатовыми сланцами, которые состоят главным образом из разных количественных сочетаний пироксенов, амфиболов, магнезиально-железистых слюд, включая почти миноминеральные диопсидиты, параамфиболиты, слюдиты. Подобным образом в слагающих метаосадочную толщу породах закономерно и последовательно меняется количественная роль метаморфогенного магнетита вплоть до образования богатых магнетитом рудно-силикатных пород. В гнейсах подстилающего и покрывающего горизонтов он постоянно присутствует в количестве 1-3-5%, но в рудном горизонте при переходе от плагиогнейсов и меланократовых плагиосланцев к бескварцевым и бесполевошпатовым пироксеновым, амфиболовым или слюдяным породам количество магнетита повышается до 10-20%, а в их обогащенных магнетитом слоях и пластовых линзах достигает 55% и более.

Значительную роль в составе продуктивной толщи играют слои и прослойки гранат-биотит-графитового состава, но еще большую – пласти доломитовых мраморов и кальцифиров. Амфибол-диопсидовые и гиперстен-диопсидовые породы нижнего железорудного горизонта (Таежное и др.) с приближением к этим карбонатно-силикатным пластам постепенно или довольно резко сменяются (в связи с нарастающим дефицитом кремнезема) форстерит-диопсидовыми или форстерит-клиногумитовыми породами, местами с амфиболами и магнезиально-железистыми слюдами, часто с рассеянным остаточным кальцитом. Именно в этой зоне раннеархейских биогенно-хемогенных (карбонатных) осадков, смешанных с кремнисто-глинистыми илами и переслаивающихся с мергелистыми и глинистыми пропластками и уплощенными линзами, происходили отложение (по-видимому, полигенетическое-кластогенное, хемогенное и биогенное) и последующие

(диагенетическое, эпигенетическое, метаморфическое) местные перераспределение и перекристаллизация окисных, силикатных, карбонатных минералов железа, т.е. это была прибрежно-морская лагунная (эвапоритовая) фация.

Как в карбонатах мраморов и кальцифиров, так практически во всех скаполитах, баритах и апатитах, входящих в состав федоровской свиты, обнаружено [3] широкое распространение сульфатной серы ($\delta^{34}S =$ от + 7 до +25‰), но на ряде участков (Эмельджак и др.) имеются также рассеянные выделения и прерывистые прослойки и линзочки ангидрита в мраморах-кальцифирах и контактирующих с ними плагиоклаз-диопсидовых гнейсах. Следовательно, в породах рудоносной толщи наблюдается не только карбонатная, но и сульфатная подфации древнего лагунного ландшафта.

Важно отметить, что сходная с Алданским щитом палеогеографическая (с лагунными водоемами) обстановка была и в Южном Прибайкалье, где в кальцитах и апатитах флогопитовых жил Слюдянки, синхронных знаменитым лазуритовым (тоже метаэвапоритового происхождения) Мало-Быстрицким месторождениям, обнаружены микровключения ангидрита [16]. Подобным же образом одна из пачек (мощностью в несколько метров) диопсидовых кальцифиров гренвильской серии в Северной Америке, на протяжении нескольких десятков километров, в районе городов Балмат и Эдвардс, является ангидритоносной [26], а на некоторых участках эти сферулиты содержат кальцифры включают гнездышки и небольшие линзочки синего гаюина, родственного лазуриту не только минералогически, но и генетически [31].

Таким образом, раннеархейское накопление железа среди соленых и засоленных осадков привело к образованию в Таежнинской полосе метаморфогенных месторождений на Алдане своеобразных магнезиально-силикатных и известково-магнезиально-силикатных магнетитовых руд: с форстеритом и клиногумитом (или хондродитом), с диопсидом и гиперстеном, с паргаситом и роговой обманкой (местами гастингситовой).

Примечательно, что в пироксен-амфиболовых рудах взаимоотношения между силикатами имеют сингенетический характер, и амфиболы (роговая обманка и паргасит), хотя нередко и приспособливаются к контурам пироксенов, не являются, однако, развившимися по ним вторичными образованиями: они очевидно, формировались первично в связи с особенностями состава и степенью герметизации материнской осадочной породы [30, 39], т.е. кристаллизовались вместе с пироксенами на едином этапе, следуя за ними и используя имеющиеся на месте метаморфогенные флюиды. Разное содержание летучих в осадочных пластах и неодинаковая закрытость системы при метаморфизме обусловили также в ряде случаев перемежаемость пироксеновых и амфиболовых сланцев и гнейсов¹.

1 Помимо сингенетических, в породах и магнетитовых рудах имеются эпигенетические амфиболы, часто связанные с трещинами и флогопитообразованием, с жилками сульфидов, с инъекционными контактами аляскитовых гранитов.

В подобных же условиях плагиоклазовые сланцы и гнейсы постепенно переходят в скалолитовые породы (с такими же диопсидом и роговой обманкой, местами с кварцем) или многократно с ними переслаиваются; это соответствует близким по составу исходным осадочным породам, но то относительно бедным кальцитом (CO_2), сульфатами (SO_3) и другими растворимыми солями (Cl), водой (образуются плагиоклазы), то богатым этими "летучими" (образуются скалолиты).

Здесь мы, таким образом, характеризуем (по крайней мере частично) распространенные в докембрии плагиоклазовые гнейсы и сланцы как метаморфические производные засоленных мергелистых глин, т.е. как породы, генетически связанные с эвалоритовым процессом.

На Пионерском (и отчасти Тинском и Сиваглинском) месторождении в верхнем горизонте продуктивной федоровской свиты развиты скалолит-магнетитовые и диопсид-скалолит-магнетитовые руды с амфиболом — массивные, прерывисто-полосчатые (с 40–50% Fe) и вкрапленные (с 40–20% Fe), которые через непромышленные руды (с 10–20% Fe) и еще более бедные магнетитом породы (менее 10% Fe) постепенно переходят в безрудные диопсид-скалолитовые и скалолитовые кварциты и сланцы, ассоциирующие со скалолит-диопсидовыми кальцифирами. Количество скалолита (28–30% Me) в таких сланцах достигает 75% по объему, а генезис их рассматривается и рассматривается как эвалоритовый [10, 19 и др.]. Ортит, титанит и апатит образуют в них значительную, устойчивую сингнетическую примесь в виде равномерной вкрапленности или тонких прослоев и струек.

Среди пироксеновых (диопсид-геденбергит-авгитовых), роговообманковых и смешанных (с равномерным, гнездово- пятнистым распределением пироксена и амфибала или с их послойным чередованием) плагиоклазо-магнетитовых сланцев и гнейсов на Алдане нередко встречаются выдержаные или прерывистые слои и пропластки, также плосколинзовидные тела темно-коричневых, почти черных феррофлогопитовых и биотитовых слюдитов, где слюда количественно господствует, достигая 50–70%, а в некоторых случаях 85% объема породы.

Количество магнетита в таких сланцах обычно невелико (2–5%), но с приближением к железорудному горизонту оно сильно возрастает, и среди форстерит-магнетитовых и диопсид-магнетитовых руд имеются значительные по мощности (до 7–8 м) согласные пачки флогопит-магнетитовых руд (в переходных зонах со значительным содержанием пироксена или оливина) со сланцевой и полосчатой текстурой и с доминирующей ролью магнетита (50–65%). Маложелезистый светло-зеленый флогопит то мелкими единичными чешуйками беспорядочно рассеян в плотном магнетите, то образует в нем кристаллы-столбики или неправильно-пятнистые и шнуровидно-вытянутые пластинчатые агрегаты, а чаще всего — это тончайшие прослои в магнетитовой руде, которая в таких случаях представляет

собой чередование преимущественно слюдяных и магнетитовых слоев. В местах более поздней перекристаллизации в этой руде встречаются прослои и гнезда крупнопластинчатого коричневато-зеленого флогопита, импрегнированные вкраплениями, струйками и сгустками магнетита.

В магнетит-форстерит-биотитовых и магнетит-пироксен-флогопитовых рудах структура обычно грано- или лепидогранобластовая, свидетельствующая о синхронной кристаллизации всех минеральных компонентов, но местами (на участках более поздней перекристаллизации, которой в первую очередь сравнительно с силикатами подвержен магнетит) отчетливо видно в шлифах мезостазическое развитие магнетита, который частично разъедает зерна силикатов, цементирует их, обусловливая появление сидеронитовых структур.

Расположенные в непосредственной близости и связанные переходами с флогопитовыми кальцифирами, флогопит-биотитовые слюдиты и магнетит-флогопитовые руды, очевидно, в геохимическом и генетическом плане также связаны с засоленностью их материнских древнейших прибрежно-морских отложений: они формировались, скорее всего, в сложной палеогеографической обстановке — при изрезанности береговой линии, жарком климате, наличии кос и перемычек, отшнурованных заливов и лагун, находившихся на разных стадиях "сolerодной зрелости" и отделенных от открытого моря грядами островов и барами с затрудненным или периодическим водообменом.

В зависимости от материкового сноса, ветров и течений, менявшихся тектонических, плутоно-вулканических и других палеогеографических условий эти бассейны способны были мигрировать, разветвляться и менять свою конфигурацию, площади и глубины и производить на разных этапах своего развития перемещения и обособления (дифференциацию) борно-магнезиальных, калиево-магнезиальных, известково-натриевых и других железистых рассолов.

Косвенным подтверждением метаэвапоритового происхождения алданских слюдистых гнейсов и сланцев (в том числе и "слюдитов"), а также магнетито-флогопитовых руд может служить детально изученная в Андроенской системе на южном Мадагаскаре [34] архейская метаосадочная серия, состоящая из согласно и многократно переслаивающихся между собой кордиеритовых (с силлманитом), скаполитовых и фассаитовых гнейсов, парапироксенитов, скаполититов, диопсид-геденбергитовых и скаполитовых кальцифиров. Некоторые пироксениты содержат без нарушения формы пластов, т.е. сингенетическую, флогопитовую минерализацию (рассеянные чешуи, кристаллические стопки, гнезда и прослои) в парагенезе с кальцитом, мейонитовым скаполитом или близким к аортиту плагиоклазом, иногда также с ангидритом, апатитом и флюоритом (редко), сульфидами (пирротин, молибденит, халькопирит и др.). При изохимическом метаморфизме пироксениты и диопсидовые гнейсы Мадагаскара, содержащие флогопит, являются, по Лакруа и Нуазе, производными древних обогащенных иллитом и сепиолитом мергелей; это — отложение

ния мелководно-морского типа, связанные с солончаково-озерными и лагунными фациями. В этих условиях, помимо пироксена, синхронно кристаллизовался флогопит как первичный метаморфогенный минерал, образующий то маломощные, то крупные месторождения. Интересно, что здесь в районе Ampandrandava был открыт своеобразный древний ландшафт: пласты Bevinda образуют залив, закрывающийся на севере, на дне которого кулисообразно расположены метаморфогенные пластовые месторождения флогопита (*Andavably* и др.). Отсюда следует, что на дне этого усыхавшего залива формировались соленосные (К- и Mg- содержащие) илисто-глинистые материнские осадки [34].

Людвигито-магнетитовые руды с ашаритом и другими боратами

На отдельных участках Таежного месторождения, в нижнем горизонте продуктивной свиты, развиты магнетито-боратовые руды с людвигитом, ашаритом и алюмоферроашаритом, варвикитом, флюоборитом и др. Они образуют сложно построенные, удлиненные или короткие линзовидные тела с многократным (нередко циклическим) чередованием и повторением слоев, подчиненные более крупным и шире распространенным силикатно-магнетитовым пластам и пачкам. Для тех и других обычна непосредственная связь в основании серий с карбонатными породами (кальцифирами), характеризующими начало хемогенно-осадочного цикла в различных по размерам и конфигурации полузамкнутых, периодически усыхавших и осолонявшихся древнейших прибрежно-морских водоемах. В случае магнетито-боратовой минерализации вблизи кальцифиров резко возрастает значение оливин-хондродит-клиногумит-серпентиновых пород и таких же магнетитовых руд и появляются при этом на разном удалении от карбонатной породы хондродит (или клиногумит)-людвигит-магнетитовые, биотит- и хондродит-людвигитовые, а также почти мономинеральные людвигитовые (мощностью до 0,6 м) плотные матовые руды в виде отдельных крупных пачек или в грубом и тонком многократном переслаивании с пироксен-флогопит-магнетитовыми рудами, с пластами и прослойями различных диопсидитов (турмалиновых, магнетитовых, флогопитовых), амфиболитов (магнетитовых, пироксеновых, турмалиновых), флогопитовых слюдитов, диопсид-плагиоклазовых, биотит-пироксеновых и биотитовых парагнейсов [18, 21].

На контакте с рудой кальцифиры часто содержат рассеянные зерна магнетита, людвигита, пироксенов; местами, даже на большом удалении от магнетито-людвигитовых руд, в кальцифирах имеются выдержаные карбонатные прослои, обогащенные не только силикатами, но и сингенетическими боратами (сингаплит, ашарит в псевдоморфозах по суаниту, варвикит, людвигит); на других участках людвигитовые прослои ритмично чередуются с клиногумитовыми и магнетитовыми, причем такое чередование прослеживается иногда более чем на 100 м по мощности; пирит и преобладающий пирротин рас-

сеяны в таких магнетит-людвигит-хондродитовых пачках, но иногда обильно насыщают эти руды, достигая 8–10% их объема.

В основе такого залегания пород и руд лежит унаследованная от материнских прибрежно-терригенных и хемогенно-эвапоритовых осадков слоистость, когда прибрежные лагуны мигрировали и периодически меняли не только характер и концентрацию солей, но и кислородный и биологический режим. При смене этих борно-железисто-магнезиальных пород биотитовыми плагиогнейсами, диопсид-флого-пилитовыми и другими кремнеземистыми сланцами и пластовыми слюдитами борные минералы часто бывают представлены почти исключительно турмалином, количество которого в некоторых пачках и прослоях мощностью до 1–1,5 м становится господствующим, и эти турмалиниты прослеживаются на 5–10 км.

Подобные алданским, докембрийские турмалиновые или людвигитовые породы и магнетитовые руды известны в древних метасадочных толщах Швеции, США, Мадагаскара, Зaire и др.

Апатит-магнетитовые руды

В Центральной Швеции апатитовые железные (магнетитовые, гематитовые и смешанные) руды распространены в форме линзовидных, жилообразных и неправильных тел. Только в трех месторождениях (Гренгесберг, Блотбергет и Индкербергет) сосредоточено около 40% всех рудных запасов этой области со средним содержанием железа 57% (от 45 до 63%); количество же апатита в рудах варьирует от 2 до 5%, а в Гренгесберге достигает 9%, в Норберге – в среднем около 5%. Апатит сингенетичен рудным минералам, и все они являются первичными, сопровождаясь подчиненным количеством кварца и равномерно распределенных автоскарновых минералов – актинолита, слюд, граната и эпидота, а местами (особенно в Блотбергете) богатых магнезией антофилита, tremолита и кордиерита. Часто видимый простым глазом апатитложен струйками или прерывистыми полосками параллельно границам рудного тела, а рудные тела расположены то согласно с вмещающими лептитами (т.е. с сильно и неоднократно инъектированными вулканитами и смешанными с ними кварцитовидными, высокоглиноземистыми и гранат-биотит-графитовыми сланцами и гнейсами), то образуют секущие их анатектические рудные инъекции, то сами рассекаются более поздними пегматитами и дакито-андезитовыми дайками [32].

В Норберге (Тальгрювен и другие месторождения) апатит-магнетитовые руды связаны постепенными переходами с доломитами и сопровождаются высокомагнезиальными ("автоскарновыми") силикатами (хондродит, клиногумит, норбергит, оливин, серпентин), также боратами – людвигитом, ашаритом, флюоритом, т.е. здесь, как и на Алдане, широко представлена ассоциация хемогенных и биогенных элементов (магний, бор, фосфор, фтор), характеризующая древнейшие эвапоритовые прибрежно-морские (отшнурованные) лагунные бассейны.

Подобный же высокомагнезиальный (минералы группы гумита, оливин, серпентин, амфиболизированные пироксены, магнезиально-железистые слюды и др.) парагенезис магнетита с людвигитом изучен и в районе Фалуна, но здесь в рудно-метаморфической серии большую роль играют и связанные, очевидно, с бактериальной сульфатредукцией медноколчеданные месторождения, а в соседствующих с доломитами железо-марганцевых рудах Лонгбана, в той же архейской зоне Центральной Швеции, имеется не только много закисно-окисных и закисно-силикатных минералов марганца, но встречен также марганцевый борат — пинакиолит и другие рассеянные в лептиевой толще бораты. Все они являются осадочно-метаморфическими образованиями, частично, может быть, регенерированными экскальационно-осадочными, но отнюдь не первично магматическими [32, 40]. В этих же метаморфизованных флишоидных породах — значительное количество неравномерно рассеянных ортита, церита, бастнезита, уранинита и др., которые в районе Бастнес и Хегфорс приурочены к типичным метаосадочным тонкополосчатым рудам с многократным чередованием четко ограниченных кварцевых, магнетитовых и кальцито-bastnезито-ортитовых слоев.

Знаменитые (девонские или более древние, регенерированные) апатит-магнетитовые месторождения Кирунаваара (и Люоссаваара) в Шведской Лапландии содержат до 10% апатита, а Нокутусваара — даже до 20%. Рассматривая ранее проблему генезиса месторождений типа Кируна ([20, 21] и др.), мы пришли к выводу о правомерности геохимических исследований и заключений Ландергрена и еще более ранних [24] об их осадочно-палингенном происхождении.

Теперь мы хотим указать на сходные с ними по составу (и условиям образования) среднедевонские апатит-магнетитовые руды Алтая [5, 6, 7]. Протяженность отдельных рудных участков, содержащих рудоносные горизонты железных и марганцевых руд, превышает 40 км при ширине около 6 км.

Апатит-магнетитовые (P_2O_5 от 24 до 33%) или магнетитовые малоfosфористые, редко — сильно кремнистые гематитовые или магнетит-гематитовые руды Маркакульского, Холзунского и других месторождений состоят из серий, пластообразных и линзовидных слоисто-полосчатых тел, согласно залегающих и дающих постепенные переходы во вмещающие пелитоморфные известняки, доломиты и кремнистые сланцы, местами обогащенные марганцем и содержащие даже реликты мелких фосфоритовых конкреций (P_2O_5 от 1,3 до 11,7%). Типичные апатит-магнетитовые руды — то массивные (50–60% магнетита и 3–20% апатита), то полосчатые (до 60–90% апатита в полосках) — содержат примесь ортита, кварца, биотита, хлорита, карбонатов, актинолита. С приближением к Калбинскому гранитному массиву появляются амфиболы и пироксены, гранат, эпидот; апатит и магнетит укрупняются и становятся более эвгендеральными. Апатит-магнетитовые руды явно образовались за счет железистых карбонатов, хлоритов и биогенно-осадочных фосфатов, отложившихся в прибрежно-морском отшнурованном бассейне, о чём

говорят их минеральные реликты и химический состав самих руд с относительно высокими содержаниями фосфора (и редких земель в апатите), марганца и ванадия (в магнетите), что характерно для древних и молодых типично осадочных скаполитовых железняков.

Многолетними исследованиями большого коллектива геологов установлено, что на Алтае ясно слоистые железистые кварциты, скарнированные силикатно-магнетитовые и апатит-магнетитовые одновозрастные (среднеэоценовые) руды образуют единую седиментогенную ассоциацию и нередко фациально замещают друг друга.

Подобно железу, многие древние месторождения марганца являются фосфатоносными. Так, "гондиты" Индии почти всегда содержат апатит, а пластовые тела известковистых фосфорсодержащих "кодуритов", особенно развитых в провинциях Андхра Прадеш и Мадхья Прадеш, состоят из родонита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца, альмандин-спессартинового или спессартин-андрадитового (вблизи гранитоидов) граната и апатита (2,5-3,5%, местами до 10%) [37]. Еще в 1909 г. Фермор считал, что все марганцевосные и сопутствующие им докембрийские породы Индии образовались в прибрежно-морских, лагунных и озерных водоемах.

Скорее всего, к метаосадочному типу относится и прослеженная на 160 км вдоль зоны надвига полоса апатит-магнетитовой минерализации (сопровождаемая обильной биотитизацией, перекристаллизацией магнетита и поздней сульфидизацией) в восточной части Синхбхума в провинции Бихар [38].

Раннеархейская продуктивная (Fe-B-TR) толща Алданского шита, содержащая прослои и пласты графитоносных сланцев, является также фосфатоносной. Почти все типы магнетитовых руд и вмещающих их кристаллических сланцев содержат заметное количество сингенетического (рассеянного, сгусткового и послойно расположенного) красновато-коричневого тонко- или грубопризматического апатита, количество которого заметно повышается (до 2-4%) в пироксен-амфиболовых сланцах, кальцифирах и рудах со скаполитом, турмалином или боратами, т.е. в лагунно-хемогенных метаосадках.

На Тайском месторождении кристаллики и сростки красного апатита расположены прерывистыми полосками или выклинивающимися струйками среди свежих турмалин-апатит-диопсидовых с андезином пород, где можно наблюдать тесное срастание и взаимные включения минералов друг в друге. На Пионерском месторождении тонко-слоистая магнетит-диопсид-скаполитовая руда или почти безрудные диопсид-амфибол-скаполитовые окорудные сланцы нередко содержат совершенно согласные алатитовые прослойки, которые перемежаются с диопсидовыми и скаполитовыми, нередко обогащенными орбитом или титанитом.

Очевидно, все эти апатитовые выделения и концентрации представляют собой метаморфизованные осадочно-фосфатные (фосфоритовые) образования [19, 20], подобно кварц-диопсид-апатитовым пластам Южного Прибайкалья.

Недавно открытое Селигдарское месторождение в Центрально-Алданском районе [2, 13, 22, 23] подчинено (как и многие железорудные месторождения) типичным для региона архейским метаосадочным породам (биотитовые, биотит-графит-гранатовые, силлиманит-кордиеритовые сланцы и гнейсы, кварциты, мраморы, кальцифиры, диопсидовые и диопсид-амфиболовые с биотитом сланцы) верхнеалданской и федоровской свит и приурочено к магнезиальным мраморам леглиерского горизонта, содержащим неравномерно распределенный вишнево-красный или розово-бурый апатит (в количестве от 5 до 50%), местами с кварцем (до 30%), диопсидом (до 8%), магнетитом (до 20%), флогопитом, сфеном, ильменитом, хлоритом, пиритом.

Генезис его является предметом противоречивых суждений и дискуссий, что часто объясняется малой обнаженностью, сильной мигматизацией, многочисленными разновозрастными инъекциями, глубоким метаморфизмом и деформацией апатитоносных толщ; однако розово-красный цвет (в основном от органических примесей) самого апатита, легко исчезающий при его нагревании, перекристаллизации и метасоматических преобразованиях, помимо других геолого-петрографических данных, говорит в пользу одинакового (биогенного-хемогенного) источника фосфора на всех метаосадочных проявлениях и месторождениях апатита Алданского щита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов И.К. Железистые кварциты Западного Саяна и их перспективы. – Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1963, т. 164.
2. Виноградов В.И., Егин В.И., Кичигин Л.Н. и др. Значение литологического контроля апатитоносности архейских образований Алданского щита. – Литол. и полез. ископ., 1975, вып. 5.
3. Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли. – Литол. и полез. ископ., 1976, № 4.
4. Гельман М.Л., Титов В.А., Фадеев А.П. Омолонская железорудная провинция. – Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2.
5. Иванов В.А. Маркакульское месторождение апатит-магнетитовых руд на Алтае и его сопоставление с железорудными месторождениями типа Кируны в Швеции: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Томск, 1973.
6. Калугин И.А. Метаморфизм и метасоматоз железных руд Холзунского месторождения на Алтае. – Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, вып. 292.
7. Кассандров Э.Г. Состав, взаимоотношения и условия образования апатит-магнетитовых, магнетитовых и гематитовых руд Холзунского месторождения на Алтае: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Томск, 1972.
8. Овчинников Л.Н., Пономарев В.Н., Тетерев Г.М. Новый мош-

- ный этаж магнетитовых месторождений в Кустанайском железорудном бассейне. – Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 6.
9. Павлов Д.И. Анаэсское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М.: Наука, 1964.
 10. Павлов В.А. Некоторые особенности скалолито-магнетитовых руд на месторождениях Алдана. – В кн.: Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М.: Наука, 1969.
 11. Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Недра, 1975.
 12. Павлов Д.И. Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование. М.: Недра, 1975.
 13. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. К вопросу об апатитоносности докембрия Центрального Алдана. – Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 5.
 14. Равич М.Г., Соловьев Д.С. Железорудная провинция в Восточной Антарктиде. – В кн.: Метаморфическое рудообразование. М.: Наука, 1977.
 15. Равич М.Г., Тарутин О.А. Железорудная провинция в Восточной Антарктиде. – В кн.: Антарктида. М.: Наука, 1977, вып. 16.
 16. Резницкий Л.З. Сингенетические микровключения ангидрита в кальцитах и апатитах флогопитовых жил Слюдянки (Южное Прибайкалье). – Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2.
 17. Святальский Н.И., Половинкина Ю.И., Фукс Э.К. Железорудные месторождения Кривого Рога. – Всесоюз. геол. разв. общед. 1932, вып. 153.
 18. Сердюченко Д.П. О некоторых богатых бором осадочно-метаморфических фациях. – Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 4.
 19. Сердюченко Д.П. О некоторых типах скалолитовых и апатитовых осадочно-метаморфических пород в архейских толщах Сибири. – В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, 1956, вып. 3/4.
 20. Сердюченко Д.П. О происхождении апатитовых месторождений. – В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967.
 21. Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Павлов В.А. Людвигитовая минерализация и (Fe-B-TR) парагенезис в древних платформах. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 22. Смирнов Ф.Л. Новая формация апатитоносных мантийно-коровых карбонатитов. Якутск: Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1977.
 23. Смирнов Ф.Л., Биланенко В.А. Селигдарское месторождение апатита. – Разв. и охр. недр., 1974, № 12.
 24. Усов М.А. Краткий курс рудных месторождений. Томск: Изд-во втузов, 1931.
 25. Beukes N.J. Precambrian iron-formations of southern Africa. – Econ. Geol., 1973, v. 68, N 7.
 26. Brown J.S., Engel A.E. Revision of Grenville stratigraphy and structure in the Balmat-Edwards district, northwest Adirondacks, New York. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67.
 27. Button A. Iron-formation as an end member in carbonate sedimentary cycles in the Transvaal supergroup, South Africa. – Econ. Geol., 1976, v. 71, N 1.
 28. Goodwin A.M. Facies relations in the Gunflint iron formation. – Econ. Geol., 1956, v. 51.
 29. James H.L. Sedimentary facies of iron formation. – Econ. Geol., 1954, v. 49, N 3.
 30. Kennedy W.O. The influence of chemical factors on the crystallization of hornblende in the igneous rocks. – Miner. Mag., 1935, N 151.

31. Lessing P., Grout C.M. Haüynite from Edwards, New York. — Amer. Mineral., 1971, v. 56, N 5/6.
32. Magnusson N.H. The origin of the iron ores in Central Sweden and the history of their alterations. — Sver. geol. unders., 1970, C, N 643.
33. Moorbatn S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Early archean age for the Isua iron formation, West Greenland. — Nature, 1973, v. 245, N 5421.
34. Noizet G. Sur l'origine et la classification des pyroxénites androyennes du sud de Madagascar. — C. r. semaine géol., 1968—1969; Comité Nat. Malgache de Géologie, Tananarive, 1970.
35. O'Connor D.J., Patterson J.H. Infrared absorption study of crocidolite and associated rocks from Wittenoom Gorge, W.A. — Proc. Austral. Inst. Mining and Met., 1966, N 217.
36. Reimer T.O. Die Geologie der Stolzburg Synklinale in Barberton Bergland (Transvaal-Sudafrica): Diplomarbeit, Goethe Universität, Frankfurt, 1967, Anlage 32.
37. Roy S. Comparative study of the metamorphosed manganese protoreos of the world — the problem of the nomenclature of the gondites and kodurites. — Econ. Geol., 1965, v. 60, N 6.
38. Sen Gupta P.R. Some aspects of the apatite-magnetite mineralization and the associated wall-rock alteration in the southern part of the Singhbhum thrust zone, Bihar. — Res. Pap. Petrol., Delhi, 1964.
39. Serdyuchenko D.P. On the amphiboles of the hastingsite-pargasite series. — In: Intern. Miner. Assoc. 5th Gen. Meeting, 1966, Cambridge. London, 1968.
40. Serdyuchenko D.P. Some precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. — Lithos, 1975, v. 8.
41. Sorotchinsky C. Les roches des gisements aurifères de Kilo-Moto. — Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 1953, t. 17.
42. Trendall A.F., Blockley J.G. The iron formations of the Hamersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocidolite. — W. Austral. Geol. Surv. Bull., 1970, N 119.
43. Trueman N.A. The mineralogy and paragenesis of the crocidolite veins at Wittenoom Gorge, West Australia. — Proc. Austral. Inst. Mining and Met., 1963, N 206.
44. Woolnough W.G. Origin of banded iron deposits — a suggestion. — Econ. Geol., 1941, v. 36.

В. С. Гладких, В. А. Соловьев

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА (МАГНИТОГОРСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ)

Изучение распределения рудных и редких элементов позволяет установить тенденции геохимической эволюции геосинклинального вулканизма, выявить их металлогенические особенности и использовать эти элементы при решении общих вопросов петрологии вулканогенных образований (формационная принадлежность, состав и характер дифференциации родоначальных магм и др.). Среди силурий-

Таблица 1

Величина Na/K отношения и Ti·100/ΣFe (в атомн. колич.) в базальтах мегасинклиниория, платформ и островных дуг

Серии	Свиты	Na/K	Ti·100/ΣFe
Недифференцированные	Поляковская	5,1	10,8
Слабо дифференцирован-	Ирендыкская	4,4	6,2
ные	Колтубанская	3,7	7,2
Последовательно диф-	Улутауская	7,4	8,2
ференцированные	Кизильская	5,7	15,2
Контрастно дифферен-	Баймак-бури-	9,8	4,7
цированные	баевская		
	Карамалыташ-	6,4	6,9
	ская		
	Березовская	6,8	17,2
Толеитовые базальты		4,5-4,0	10,4-14,6
платформ			
Базальты островных	Алеутские, Ку-	4,0-8,0	5,1-11,0
дуг	рильские, о. Тон-		
	га, Кермадек,		
	Новая Зеландия		

ко-нижнекаменноугольных вулканических пород мегасинклиниория выделяются серии недифференцированная, слабодифференцированная, контрастная и последовательная (табл. 1).

При изучении вулканогенных образований мегасинклиниория большое внимание уделялось определению формационной принадлежности базальтов. Базальты недифференцированной, контрастной и слабо дифференцированной серий сопоставлялись с толеитовыми или оливин-толеитовыми типами, последовательной — с базальтами андезитовой серии орогенных зон [5, 6]. Н.А. Румянцева [4] классифицирует базальтовые ассоциации раннегеосинклинальной стадии как толеитовые, натриевые, умеренно- или низкотитанистые, а поздне-геосинклинальной — как оливин-толеитовые, натриевые, умеренно-титанистые. Другие исследователи выделяли порфировые базальты в самостоятельный геосинклинальный тип. Самостоятельные черты геосинклинального вулканизма отмечали Ю.М. Шейнманн и Г.Н. Баженова [7].

Для выявления петрохимической эволюции базальтового вулканизма мегасинклиниория сопоставлены базальты разных серий мегасинклиниория. Наиболее близки по составу базальты недифференцированной и слабо дифференцированной серий, хотя последние обделены титаном и натрием, но содержат больше кальция.

Различия в химизме базальтов недифференцированной и последовательной серий более значительны. Общей чертой базальтов улутауской и кизильской свит является повышенное содержание алю-

миния и пониженное магния по сравнению с недифференцированным типом. Вместе с этим базальты улутауской свиты обеднены титаном и натрием, а кизильской — обогащены ими.

Из базальтов контрастной серии наиболее близки по химизму к недифференцированному типу базальты баймак-бурибаевской свиты, но в них больше магния и меньше калия. Базальты карамалыташской свиты обеднены титаном, магнием, но несколько обогащены алюминием и железом; базальты березовской свиты также обогащены алюминием, железом и особенно титаном и обеднены магнием.

Na/K отношения и $Ti \cdot 100 / \Sigma Fe$ показывают (см. табл. 1), что в базальтах слабо дифференцированной серии роль калия в составе щелочей повышается, а величина $Ti / \Sigma Fe$ уменьшается относительно недифференцированного типа; базальты же других серий являются более натриевыми, хотя для них характерны пониженные значения $Ti \cdot 100 / \Sigma Fe$.

В процессе геосинклинального вулканизма химизм базальтовых магм слабо дифференцированной и последовательной серий меняется незначительно: в породах слабо дифференцированной серии накапливаются Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , CaO , K_2O и уменьшается количество SiO_2 ; в последовательной серии увеличиваются SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O и уменьшаются MgO , FeO , Fe_2O_3 . Изменение в химизме раннегеосинклинальных магм контрастной серии проявлено более четко и выражается в накоплении Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 и уменьшении содержаний Na_2O , MgO , CaO . В позднегеосинклинальных базальтовых магмах происходит увеличение содержания Na_2O , CaO , TiO_2 и уменьшение $- SiO_2$, Al_2O_3 .

Характер петрохимической эволюции базальтовых расплавов на отдельных тектоно-магматических этапах имел различную направленность. На силурско-нижнедевонском этапе незначительно увеличивались содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O и уменьшались — MgO , Na_2O . На среднедевонском этапе отмечается незначительное уменьшение железа и K_2O . Сложная картина эволюции базальтового расплава устанавливается для верхнедевонского — нижнетурнейского этапа. Здесь отмечается устойчивое нарастание Na_2O и, отчасти, Al_2O_3 , уменьшение MgO и CaO . Распределение SiO_2 , K_2O характеризуется минимумом, а TiO_2 — максимумом в базальтах березовской свиты. Отмеченные изменения в химическом составе базальтовых магм мегасинклиниория показывают, что их образование было многоэтапным, но без существенного изменения глубины генерации.

Сопоставление химизма базальтов серий с базальтами главнейших формационных типов показывает, что базальты мегасинклиниория резко отличаются по содержанию K_2O (0,54—1,09%) от базальтов срединно-океанических хребтов (0,16%) [2]. Сравнение средних химических составов позволяет установить, что недифференцированные базальты относительно толентов платформ содержат больше MgO и Na_2O , но меньше TiO_2 , CaO и железа; в них больше MgO и Na_2O , но меньше Al_2O_3 и CaO по сравнению с базаль-

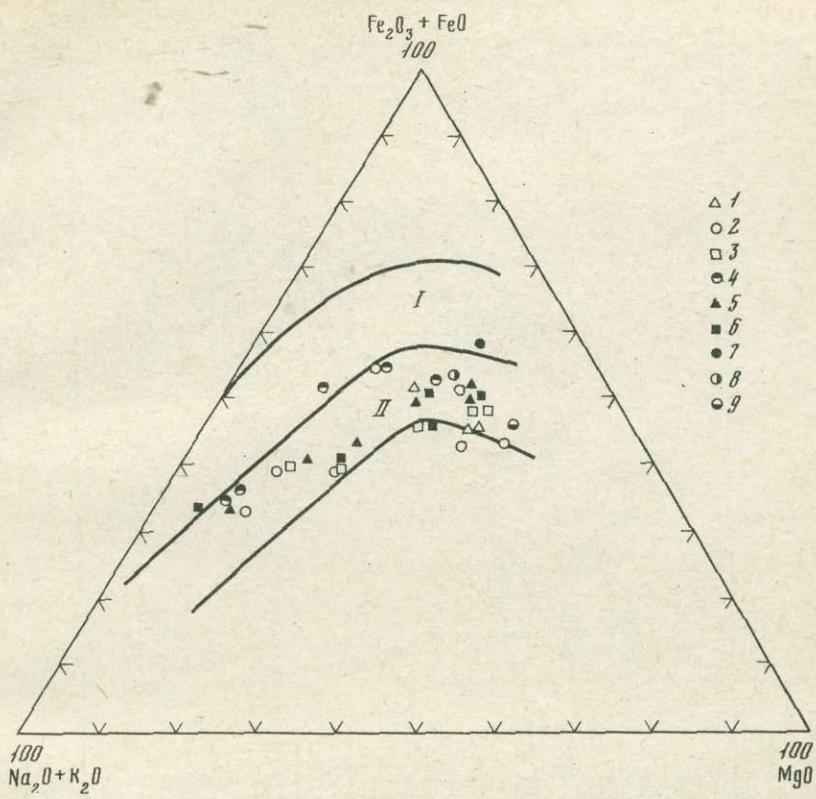


Рис. 1. Диаграмма MgO - Fe₂O₃ + FeO - Na₂O + K₂O вулканических пород мегасинклинория

Свиты: 1 - поляковская, 2 - баймак-бурибаевская, 3 - ирен-дыкская, 4 - карамалыташская, 5 - улутауская, 6 - колтубанская, 7 - толеитовые базальты платформ; 8 - базальты островных дуг; 9 - толеитовые базальты океанов; римскими показаны поля: I - нижногиперстеновой и II - гиперстеновой серий [11]

тами андезитовой формации. В базальтах слабодифференцированной серии меньше TiO₂, CaO, железа, чем в толеитах платформ; меньше TiO₂, Al₂O₃, но больше MgO, чем в базальтах андезитовой формации. Базальты контрастной серии раннегеосинклинальной стадии обогащены Na₂O и, отчасти, MgO, но обеднены TiO₂, железом, CaO, отчасти K₂O, относительно платформенных толеитов, но содержат больше MgO, Na₂O, но меньше TiO₂, Al₂O₃, CaO и K₂O по сравнению с базальтами андезитовой формации. И, наконец, базальты последовательной серии от толеитов платформ отличаются меньшим содержанием TiO₂, CaO, железа, но большим Al₂O₃. По содержанию главных пордообразующих окислов они сопоставимы с базальтами андезитовой формации.

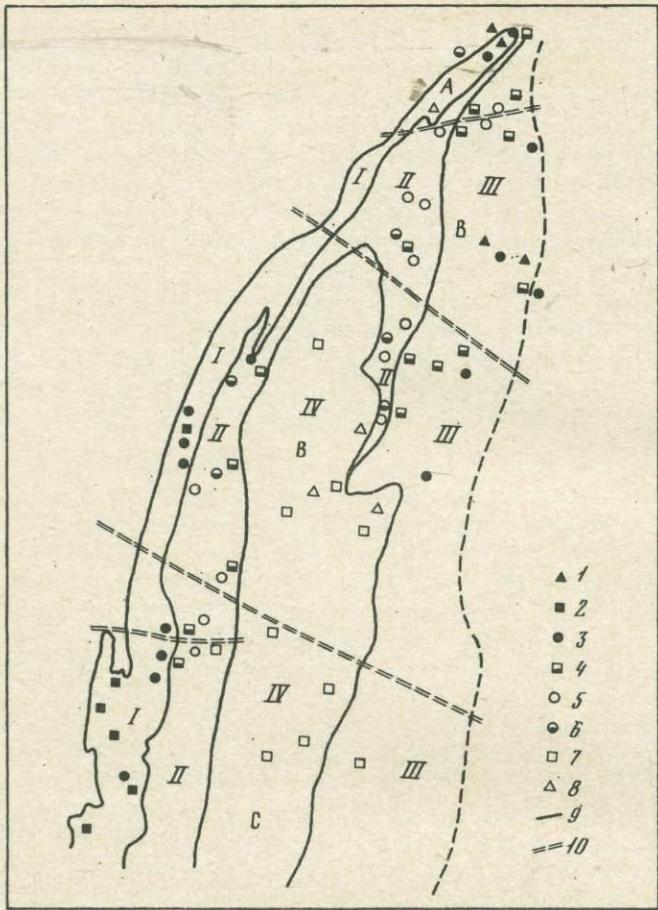


Рис. 2. Схема опробования вулканогенных пород Магнитогорского мегасинклиниория

1 – поляковская, 2 – баймак–бурибаевская, 3 – ирендыкская, 4 – карамалыташская, 5 – улутауская, 6 – колтубанская, 7 – березовская, 8 – кизильская свита; 9 – границы структурных зон: I – Ирендыкская, II – Сибайско–Учалинская, III – Восточная; IV – Магнитогорский прогиб; 10 – границы структурных блоков: А – Северного, В – Центрального, С – Южного

По величине Na/K отношения и $\text{Ti} \cdot 100/\Sigma \text{Fe}$ недифференцированные базальты сопоставимы с толеитами платформ, базальты других серий мегасинклиниория с базальтами островных дуг (см. табл. 1). Величина отношения $\text{Ti} \cdot 100/\Sigma \text{Fe}$ в породах березовской и кизильской свит превышает величину этого отношения в толеитах платформ и островных дуг.

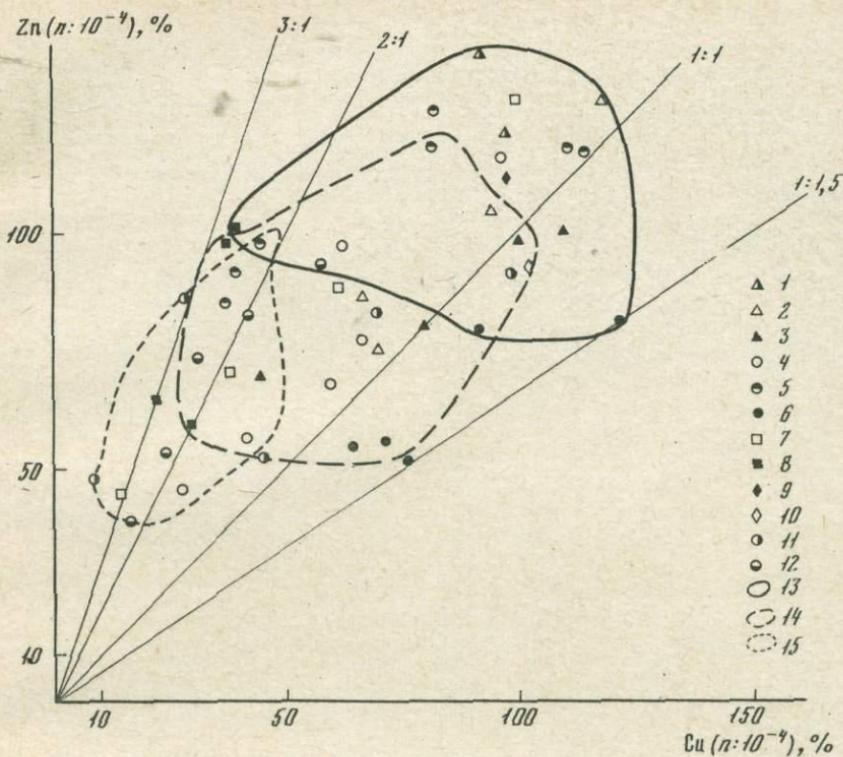


Рис. 3. Диаграмма Zn - Cu вулканических пород мегасинклиниория
Свиты: 1 - поляковская, 2 - ирендыкская, 3 - колтубанская,
4 - баймак-бурибаевская, 5 - карамалыташская, 6 - березовская,
7 - улутауская, 8 - кизильская. Толеитовые базальты: 9 - плат-
форм, 10 - океанов; известково-щелочные серии: 11 - островных
дуг, 12 - континентов; поля: 13 - базальтов, 14 - андезито-ба-
зальтов и андезитов, 15 - дацитов и липаритов

Таким образом, особенности химизма базальтов мегасинклиниория позволяют относить их к самостоятельному типу геосинклинальных толеитовых базальтов, обедненному титаном и железом по сравнению с толеитовыми базальтами платформ, бедными алюминием, но с повышенным содержанием магния относительно толеитовых базальтов островных дуг. Только базальты последовательной серии являются петрохимическими аналогами последних.

Анализ диаграммы средних составов (рис. 1) показывает, что фракционирование базальтовых магм мегасинклиниория, независимо от указанных различий в их составе, осуществлялось не по толеитовому, а по известково-щелочному типу.

В вулканических породах различных структурных блоков и зон (рис. 2) мегасинклиниория изучено распределение Cu , Zn , Ni , Co , Pb ,

Таблица 2

Средние содержания меди, цинка, никеля, кобальта и величина Cu/Zn и Ni/Co

Свита, порода	Cu			Zn		
	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S
	1	2	3	4	5	6
Поляковская						
базальты	12	97,9	48	12	122	31
Баймак-бурибаевская						
базальты	32	96,7	37,7	32	116,7	34,3
андезито-базальты	9	67,2	32,8	9	77,8	26,6
андезиты	10	60	61,1	10	67,7	28,2
фаситы	14	42,1	33,0	14	57,4	25,1
липараты	9	28,2	18,8	9	45,7	24,8
Иренцыкская						
базальты	91	118,7	47,3	91	127,7	84,9
андезито-базальты	35	95,3	52,3	35	104,8	59,8
андезиты	6	70,3	29,0	6	74,8	18,4
дациты и кварцевые дациты	7	68,6	38,0	7	86,6	59,8
Карамалыташская						
базальты	64	119,9	53,8	64	117,8	60,6
андезито-базальты	22	82,7	58,1	22	118,8	61,8
андезиты	34	46,1	37	34	97,4	32,8
дациты	40	40,0	23,1	40	91,7	39,6
липараты	34	38,1	15,6	34	85,8	42,5
Улутауская						
базальты	40	115,1	83,1	40	116,1	82,7
андезито-базальты	4	101,3	41,7	4	128,8	30,9
андезиты	11	61,8	38,2	11	88,3	25,8
дациты	18	39,4	18,7	18	71,3	28,5
липараты	1	15,0	-	1	45,0	-
Колтубанская						
базальты	53	109,4	61,7	53	101,5	43,8
андезито-базальты	11	100,8	62,3	11	98,2	40,5
андезиты	4	80,0	18,7	4	80,2	26,2
Березовская						
базальты	34	122,0	52,8	34	81,9	35,4
андезито-базальты	14	91,6	77,6	14	79,1	35,9
андезиты	15	71,6	58,7	15	56,5	39,4
трахидициты	21	64,8	51,1	21	55,62	53,03
трахилипараты	2	77,5	24,7	2	52,0	31,1
Кизильская						
базальты	5	44,0	25,4	5	102,0	16,2
андезито-базальты	7	38,6	10,7	7	98,9	40,2
андезиты	2	30,0	7,1	2	60,0	50,9
трахиты	9	23,3	4,3	9	65,1	26,6

Таблица 3

Средние содержания циркония, лития, рубидия, скандия, ртути и отношение калия к

Свита, породы	Zr			Li		
	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S
	1	2	3	4	5	6
Поляковская						
базальты	-	-	-	-	-	-
Баймак-бурибаевская						
базальты	27	62,4	44,9	30	10,2	7,5

отношения в вулканических породах различных свит мегасинклиниория

Ni			Co			Cu/Zn			Ni/Co		
n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S
7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
12	89,0	61,9	12	57,5	21,4	12	1,17	1,56	12	1,70	2,29
32	48,1	27,9	32	43,7	18,7	32	0,85	0,88	32	1,20	0,74
9	37,8	15,6	9	22,8	10,3	9	0,83	0,62	9	2,25	3,15
10	29,0	12,2	10	26,6	17,6	10	0,85	1,00	10	1,58	1,81
14	22,6	7,5	14	16,1	7,4	14	0,69	0,34	14	1,60	0,92
9	18,3	5,4	9	13,3	4,6	9	0,65	0,31	9	1,44	0,42
91	52,6	25,9	91	48,4	37,8	91	1,05	0,53	91	1,33	0,88
35	36,9	19,7	35	43,1	38,2	35	0,98	0,57	35	1,32	1,26
6	29,2	12,8	6	29,2	10,2	6	0,91	0,29	6	1,10	0,55
7	30,0	13,0	7	42,1	60,4	7	0,92	0,82	7	2,84	4,97
64	51,7	38,0	64	37,8	18,3	64	1,07	0,88	64	1,54	1,39
22	44,1	23,9	22	24,3	16,9	22	0,79	0,76	22	2,55	2,74
34	33,8	23,2	34	20,9	9,6	34	0,53	0,51	24	1,70	1,22
40	23,1	15,5	40	18,3	10,9	40	0,48	0,47	40	1,49	1,80
34	23,5	13,4	34	18,2	9,3	34	0,54	0,37	34	1,52	1,46
40	33,2	25,5	40	32,6	13,6	40	1,14	1,10	40	1,17	1,35
4	27,5	15,6	4	23,8	11,1	4	0,83	0,76	4	1,26	1,36
11	18,6	15,8	11	19,7	14,7	11	0,68	0,79	11	1,24	1,38
18	14,2	10,3	18	13,9	11,3	18	0,64	0,57	18	1,29	1,38
1	15,0	-	1	10,0	-	1	0,35	-	1	1,50	-
53	61,6	39,8	53	40,5	13,9	53	1,14	0,74	53	1,56	0,99
11	39,1	15,9	11	36,2	11,3	11	1,26	1,34	11	1,18	1,39
4	16,3	8,3	4	23,8	12,9	4	1,01	0,30	4	0,71	0,39
34	65,6	35,4	34	47,6	12,1	34	1,72	0,96	34	1,40	0,73
14	32,5	29,2	14	21,4	14,7	14	1,92	2,39	14	2,13	2,09
15	25,3	28,2	15	11,3	9,6	15	1,79	1,65	15	2,44	2,32
21	26,67	19,34	21	10,71	6,13	21	2,00	1,94	21	2,64	1,73
2	27,5	24,8	2	11,0	1,4	2	1,99	1,67	2	2,38	1,94
5	29,0	17,8	5	27,4	23,9	5	0,45	0,33	5	1,60	1,88
7	26,4	19,7	7	25,0	15,6	7	0,43	0,17	7	1,06	0,47
2	7,5	3,5	2	7,5	3,5	2	0,86	0,85	2	1,00	0,00
9	12,2	6,7	9	10,0	0,0	9	0,44	0,24	9	1,22	0,67

рубидию в вулканических породах различных свит мегасинклиниория

Rb			K/Rb			Sc			Hg		
n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S
7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
2	25,0	21,2	2	492	95,4	-	-	-	25	12,2	12,2
25	4,9	8,0	25	1158,8	466,1	27	25,4	8,5	31	6,4	11,0

Таблица 3 (окончание)

Свиты, породы	1	2	3	4	5	6
андезито-базальты	9	162,2	107,8	7	4,6	4,2
андезиты	10	151,4	106,5	8	5,6	3,8
дакиты	14	192,6	107,5	14	6,4	5,7
липараты	8	165,2	86,9	5	5,8	2,4
Ирендыкская						
базальты	83	134,2	95,9	84	9,8	9,0
андезито-базальты	29	212,0	186,5	35	5,4	2,9
андезиты	6	250,0	86,3	6	8,0 [†]	4,2
дакиты и кварцевые	7	98,7	46,9	3	5,3	0,6
дакиты						
Карамалыташская						
базальты	59	94,9	99,7	47	9,1	5,8
андезито-базальты	19	146,2	137,9	20	9,9	10,7
андезиты	33	273,3	184,2	33	7,7	4,1
дакиты	37	161,4	163,8	30	7,5	4,8
липараты	30	162,2	99,4	31	5,5	2,7
Улутауская						
базальты	38	145,0	112,7	29	11,3	10,7
андезито-базальты	4	207,0	92,0	4	8,5	6,4
андезиты	11	218,7	165,4	6	5,5	2,4
дакиты	17	233,1	195,8	13	8,8	4,4
Колтубанская						
базальты	50	128,3	145,4	40	9,5	5,8
андезито-базальты	11	175,4	97,8	11	9,2	9,2
андезиты	4	162,5	35,7	4	6,5	6,7
Березовская						
базальты	28	170,1	113,3	33	10,0	6,0
андезито-базальты	13	859,2	755,0	14	8,3	6,6
андезиты	11	1221,8	928,6	14	6,7	4,0
трахидакиты	20	1131,0	890,5	20	4,8	3,8
трахилипариты	2	1125,0	7,1	1	1	-
Кизильская						
базальты	3	342,0	110,1	5	10,6	6,7
андезито-базальты	6	360,8	93,1	7	9,0	6,9
андезиты	1	640,0	-	2	4,0	2,8
трахиты	4	1065,0	460,8	6,1		4,6

Таблица 4

Содержание меди, цинка, никеля, кобальта и величина Cu/Zn и Ni/Co отношений в пироксенах базальтов мегасинклиниория

Свиты	п	Cu	Zn	Cu/Zn	Ni	Co	Ni/Co
Ирендыкская	1	40	89	0,44	70	50	1,4
Колтубанская	7	30-90*	49-96	0,81	55-140	40-50	2,2
		54	70		93	43	
Улутауская	1	50	84	0,59	70	30	2,3
Карамалыташская	2	30-40	56-130	0,42	25-110	40	1,7
		35	93		67		
Березовская	2	90-110	160-270	0,50	35-45	45-50	0,85
		100	215		40	47	

* В числителе интервал колебаний, в знаменателе — среднее содержание.

	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
3	4,7	4,7	3	643,3	140,1	9	23,4	7,5	9	3,1	2,4	
6	8,2	15,6	6	1482,5	879,1	10	23,9	12,3	10	4,2	4,3	
9	16,2	9,8	9	1110,5	424,2	14	22,9	11,5	-	-	-	
9	24,4	9,4	9	793,6	254,1	8	26,2	26,8	9	3,3	2,5	
17,1		16,1	67	718,9	930,9	83	53,9	23,2	86	7,8	13,4	
30	22,4	15,4	30	712,2	318,3	29	42,0	19,8	33	5,4	4,2	
6	43,3	29,4	6	457	201,8	6	35,7	23,7	6	5,0	1,4	
4	7,0	3,5	4	812,5	236,5	7	21,4	5,6	6	9,6	8,1	
33	13,6	10,9	33	650,8	535,4	59	59,7	26,4	53	7,8	5,7	
16	9,4	5,2	16	831,2	302,1	19	48,3	50,6	21	8,4	13,1	
25	24,2	19,6	25	573,8	194,5	33	31,2	10,7	34	9,3	8,8	
15	35,8	38,2	15	659,6	382,6	37	27,5	15,1	31	6,8	6,1	
24	17,3	16,0	24	569,6	215,2	29	25,1	8,9	32	6,2	4,9	
17	21,8	10,1	17	487,5	136,6	38	41,1	14,0	33	8,6	8,3	
0	-	-	-	-	-	4	57,0	16,2	4	9,5	5,2	
3	30,0	0,0	3	489,0	119,1	11	24,1	14,5	10	4,4	5,6	
10	20,7	12,5	10	734	248,6	17	13,0	9,4	13	8,9	5,6	
28	15,0	15,0	28	552,0	196,1	50	49,7	25,3	32	11,0	11,0	
2	5,5	6,4	2	4460,0	6038,7	11	46,7	26,9	9	11,2	9,4	
1	20,0	-	1	350,0	-	4	53,5	28,8	1	5,0	-	
32	18,0	16,6	32	526,2	240,9	28	59,0	30,2	33	7,1	9,8	
14	30,2	17,9	14	472,9	230,2	13	33,2	17,9	12	8,5	5,0	
12	45,2	34,6	12	476	186,4	12	28,7	28,1	11	6,4	6,0	
21	50,0	30,6	21	586,6	182,6	20	13,7	6,4	16	9,5	12,2	
2	70,0	0,0	2	660,7	37,4	2	13,5	0,7	1	14,0	-	
4	27,5	28,7	4	488,1	171,3	3	21,7	16,9	5	5,2	1,6	
6	28,3	21,4	6	528,1	164,6	6	21,7	11,7	7	3,7	0,9	
2	60,0	56,0	2	540,0	203,8	1	130,0	-	2	4,5	0,7	
9	73,3	22,9	9	435,9	98,3	4	16,7	11,2	9	5,2	3,8	

Li, Rb, Cs, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc, Be¹. Оказалось, что содержания Rb, Cs, Hf, Ta и Be в большинстве проб (80–90%) — ниже чувствительности применяемых методик. Составлены выборки, относящиеся к различным петрографическим типам лав. В каждой выборке

¹ Определение Cu, Zn, Ni, Co проводилось атомно-абсорбционным (чувствительность $n \cdot 10^{-4}$: Cu — 10, Zn — 5, Ni, Co — 30, точность $\pm 20\%$) и химическим (чувствительность $n \cdot 10^{-4}$: Cu — 10, Ni, Co — 10, точность $\pm 20\%$; аналитик Л.П. Юнаш) методами; Rb, Li, Cs — методом фотометрии пламени (чувствительность $n \cdot 10^{-4}$: Rb, Li — 1, Cs — 30, точность $\pm 20\%$; аналитик С.А. Рогозинский); Zr, Hf, Nb, Ta, Sc, Be — количественным спектральным методом (чувствительность $n \cdot 10^{-4}$: Nb — 5, Zr — 6, Hf — 3, Sc, Be — 1, Ta — 39, точность 10–25%; аналитик С.И. Неволина).

Таблица 5

Средние содержания Cu, Zn, Ni, Co в вулканических породах

Породы	Cu		Zn		Ni		Co		Cu/Zn	Ni/Co
	n	\bar{x}	n	\bar{x}	n	\bar{x}	n	\bar{x}		
Толеитовые базальты платформ	695	98	415	112	730	91	730	35	1,04	2,46
То же океанов	102	103	65	93	98	120	98	41	1,15	3,27
Островные д. ги										
базальты	38	100	11	92	54	40	38	41	1,1	0,97
андезито-базальты	69	70	19	83	65	44	54	35	0,84	1,26
андезиты	69	46	13	53	81	24	59	25	0,87	0,96
дациты	38	29	19	87	27	17	20	15	0,33	1,13
риолиты	7	10	4	48	8	18	3	15	0,21	1,1
Континенты										
базальты	26	58	16	94	18	89	7	49	0,62	1,81
андезито-базальты	14	43	13	83	14	74	6	34	0,52	2,18
андезиты	38	32	33	74	46	54	25	35	0,43	1,54
дациты	47	26	42	53	45	26	6	10	0,49	2,6
риолиты	10	17	11	39	9	7	5	29	0,43	0,24

определенены среднее арифметическое и среднеквадратичное отклонение (табл. 2, 3).

Медь. Содержание меди в базальтах обычно составляет 97–122·10⁻⁴% и резко понижается в кизильской (44·10⁻⁴%) свите. По количеству меди базальты баймак–бурибаевской свиты близки к недифференцированному типу, а в породах других свит это содержание незначительно повышенено. Среди андезито–базальтов, андезитов, дацитов и липаритов повышенные содержания меди отмечаются в слабо дифференцированной серии.

В породах слабо дифференцированной и последовательной серий содержание меди уменьшается в порядке возрастной последовательности лав, для контрастной серии характерна противоположная тенденция.

В целом содержание меди в вулканических породах серий уменьшается с повышением кислотности пород (рис. 3). Отмечаются значительные колебания содержаний меди в пироксенах базальтов различных свит (табл. 4), но средние ее содержания в пироксенах (кроме пород березовской свиты) близки и сопоставимы с содержаниями в клино– и ортопироксенах андезито–базальтов о. Тонга [10].

Интервалы колебаний содержаний меди в толеитовых базальтах платформ (58–206·10⁻⁴%), океанических областей (46–197·10⁻⁴%) и базальтах островных дуг (34–246·10⁻⁴%) и средние содержания (табл. 5) сопоставимы с содержаниями в базальтах мегасинклиниория. Базальты кизильской свиты по содержанию меди близки к однотипным породам известково–шелочной серии континентов. Андезито–базальты, андезиты, дациты и липариты сопоставимы по содержанию меди с однотипными породами островных дуг.

Цинк. Содержание цинка в базальтах и андезито-базальтах составляет соответственно $102-128 \cdot 10^{-4}\%$ и $98-129 \cdot 10^{-4}\%$. Пониженные содержания цинка установлены в базальтах березовской ($82 \cdot 10^{-4}\%$) и андезито-базальтах баймак-бурибаевской и березовской свит ($78-79 \cdot 10^{-4}\%$). В андезитах, дацитах и липаритах карамалыташской свиты содержания цинка выше по сравнению с содержанием его в однотипных породах других свит.

Обычно в породах контрастной и последовательной серий содержание цинка уменьшается с переходом от пород основного к породам кислого состава (см. рис. 3), однако в породах среднего и кислого составов отдельных свит количество цинка увеличивается параллельно накоплению кремнезема, что характерно и для пород основного состава слабо дифференцированных серий. С уменьшением возраста базальтов содержание цинка в них уменьшается, т.е. тенденции распределения цинка и меди в последовательности формирования базальтов по времени были противоположными.

Средние содержания цинка в пироксенах пород раннегеосинклинальной стадии близки (его больше лишь в пироксенах березовской свиты). Между содержаниями цинка и суммарного железа в пироксенах базальтов установлена прямая зависимость.

По содержанию цинка базальты и андезито-базальты мегасинклиниория близки к толеитам платформ, а породы березовской свиты и андезиты, дациты и липариты мегасинклиниория — к однотипным породам островных дуг (табл. 5).

Cu/Zn отношение изменяется в зависимости от приуроченности пород к структурной зоне. По средним значениям этой величины, в базальтах медь значительно преобладает над цинком, за исключением пород баймак-бурибаевской и кизильской свит. В андезито-базальтах и андезитах, кроме пород колтубанской и березовской свит, цинка больше, чем меди, что характерно и для пород кислого состава. В породах последовательной и контрастной серий величина Cu/Zn отношения уменьшается с переходом от пород основного к породам кислого состава (см. рис. 3).

Никель. Содержание никеля незначительно убывает от базальтов слабо дифференцированной ($53-62 \cdot 10^{-4}\%$) к контрастной ($48-52 \cdot 10^{-4}\%$), а затем последовательной ($29-33 \cdot 10^{-4}\%$) серии. В андезито-базальтах слабо дифференцированной и контрастной серий содержание никеля составляет $32-44 \cdot 10^{-4}\%$ и незначительно снижается в последовательной серии ($26-27 \cdot 10^{-4}\%$). В базальтах слабо дифференцированной и контрастной серий содержание никеля повышается в порядке возрастной последовательности.

В распределении никеля намечаются две тенденции: 1) уменьшение содержания Ni по мере увеличения кремнекислотности лав и 2) постоянное содержание Ni в породах основного — среднего и уменьшение в породах кислого состава (породы карамалыташской и улутауской свит; рис. 4).

Содержание никеля в пироксенах базальтов различных свит (см.

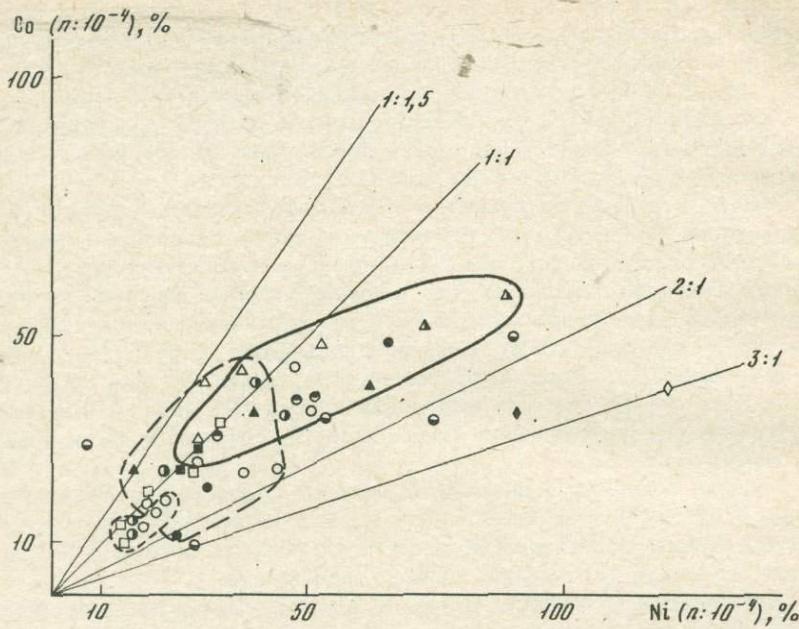


Рис. 4. Диаграмма Co-Ni вулканических пород мегасинклиниория
Усл. обозначения те же, что на рис. 2

табл. 4) варьирует в широких пределах ($25-140 \cdot 10^{-4}\%$), но средние содержания в свитах достаточно близки ($67-93 \cdot 10^{-4}\%$).

Между содержаниями никеля и магния в пироксенах устанавливается прямая зависимость: содержания никеля в породах мегасинклиниория близки к его содержаниям в однотипных породах островных дуг, лишь базальты недифференцированной серии сопоставимы с толеитовыми базальтами платформ.

Кобальт. Максимальные содержания кобальта устанавливаются в базальтах недифференцированной ($50 \cdot 10^{-4}\%$), а минимальные — в базальтах последовательной серии ($27-33 \cdot 10^{-4}\%$). В базальтах других серий содержание кобальта составляет $41-48 \cdot 10^{-4}\%$. В андезито-базальтах слабо дифференцированной серии содержание кобальта ($35-43 \cdot 10^{-4}\%$) выше относительно тех же пород других ($21-25 \cdot 10^{-4}\%$) серий. Отмечается обедение кобальтом андезитов березовской и кизильской свит ($11-7 \cdot 10^{-4}\%$) по сравнению с андезитами других ($20-29 \cdot 10^{-4}\%$) свит. Дациты слабо дифференцированной серии содержат вдвое больше кобальта, чем дациты других серий.

Содержания кобальта в пироксенах базальтов ($30-50 \cdot 10^{-4}\%$) близки. Концентрации кобальта в вулканических породах серий уменьшаются от пород основного к породам кислого состава (см. рис. 4). В процессе развития геосинклинального вулканизма в распределении кобальта и никеля отмечаются общие черты. Средние содер-

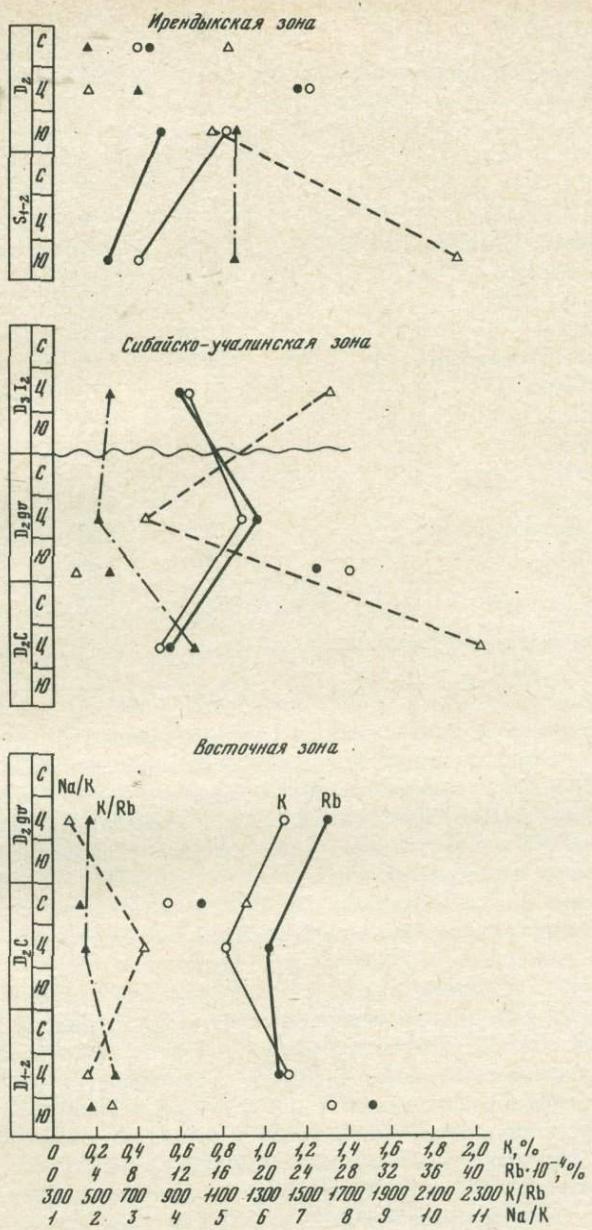


Рис. 5. Распределение К и Rb в раннегеосинклинальных вулканических породах различных структурно-фациальных зон мегасинклиниория: Южном (Ю), Центральном (Ц), Северном (С) блоках

Таблица 6

Среднее содержание Zr, Nb, Sc, K, Rb и K/Rb отношения в

Породы	Zr		Nb	
	n	\bar{x}	n	\bar{x}
Толеитовые базальты платформ	477	105	-	-
То же океанов	148	102	-	-
Островные дуги				
базальты	13	48	-	-
андезито-базальты	37	75	-	-
андезиты	28	158	-	-
дациты	26	75	-	-
риолиты	6	73	-	-
Континенты				
базальты	7	139	1	3
андезито-базальты	5	120	-	-
андезиты	21	144	5	9
дациты	26	187	17	7,6
риолиты	24	132	4	7,5
базальты геосинклиналей	-	-	-	-

жания кобальта в вулканических породах мегасинклиниория сопоставимы с его содержанием в породах островных дуг (см. табл. 5).

Для базальтов мегасинклиниория характерно преобладание никеля над кобальтом ($Ni/Co = 1,17-1,70$). Максимальные значения Ni/Co отношения отмечаются в базальтах недифференцированной серии, минимальные — в базальтах улутауской и баймак-бурибаевской свит. По величине Ni/Co отношения базальты мегасинклиниория занимают промежуточное положение между базальтами известково-щелочной серии континентов и островных дуг (табл. 5).

Цирконий. В базальтах, андезито-базальтах и андезитах мегасинклиниория содержания циркона возрастают от пород контрастной к породам слабо дифференцированной, а затем последовательной серий. В дацитах содержания циркона увеличиваются в направлении от слабо дифференцированной к контрастной и последовательной сериям. Среди липаритов контрастной серии повышенные содержания циркона отмечаются в баймак-бурибаевской свите.

В вулканических породах щелочной оливин-базальтовой ассоциации существует прямая зависимость между содержаниями циркона и щелочей [1]; в породах мегасинклиниория эта зависимость выражена неоднозначно. Параллельное увеличение циркона и щелочей отмечается в вулканических породах баймак-бурибаевской, камалыташской (Сибайско-Учалинская зона), улутауской и колтубанской свит.

вулканических породах

Sc		K		Rb		K/Rb	
n	\bar{x}	n	\bar{x}	n	\bar{x}	n	\bar{x}
310	25	136	0,72	136	23	136	378
24	53	49	0,16	49	2,2	49	902
14	30	22	0,82	22	16	22	632
38	29	46	1,10	46	20	46	517
38	25	44	0,99	44	22	44	516
25	23	35	1,46	35	32,0	35	503
4	15	7	2,71	7	55,4	7	494
1	45	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
4	37	-	-	-	-	-	-
6	24	-	-	-	-	-	-
9	17	-	-	-	-	-	-
-	-	55	0,27	55	5,7	55	642

Содержание циркония в базальтах мегасинклиниория увеличивается от пород начального к породам заключительного циклов тектоно-магматических этапов. По среднему содержанию циркония породы баймак-бурибаевской и карамалыташской свит (Сибайско-Учалинская зона) сопоставимы с однотипными породами островных дуг (табл. 6), в остальных свитах содержания циркония являются более высокими, что соответствует концентрациям этого элемента в толеитовых базальтах платформ.

Скандий. В базальтах и андезито-базальтах свит содержание скандия изменяется незначительно и понижается в породах баймак-бурибаевской и кизильской свит. Породы среднего и кислого составов также близки по содержаниям скандия. Следовательно, его распределение не зависит от формационной принадлежности пород. Вместе с тем породы одной и той же свиты в разных структурных зонах имеют различные содержания.

В вулканических образованиях мегасинклиниория основная тенденция в распределении скандия выражается в уменьшении содержания этого элемента при переходе от пород основного к породам кислого состава, хотя в отдельных свитах она нарушается.

По среднему содержанию скандия базальты и андезито-базальты мегасинклиниория, за исключением баймак-бурибаевской и кизильской свит, сопоставимы с толеитовыми базальтами океанов.

Рубидий. Распределение рубидия в вулканических породах мега-

синклиниория было рассмотрено ранее [3]. Вывод, что концентрации рубидия в вулканических породах раннегеосинклинального этапа увеличиваются в порядке возрастной последовательности и не зависят от принадлежности базальтов к той или иной серии, нуждается, на основании новых данных, в поправке, хотя в целом он сохраняется.

Базальты контрастной серии южных участков Иренцыкской зоны обеднены рубидием по сравнению с базальтами слабо дифференцированной серии. В Сибайско-Учалинской и Восточной зонах максимальные концентрации рубидия характерны для последовательной, а минимальные - для контрастной серии (рис. 5). Вулканические породы всех серий Восточной зоны содержат больше рубидия по сравнению с однотипными породами других зон.

Следовательно, содержание рубидия в вулканических породах мегасинклиниория обусловлено, в первую очередь, структурным положением и, во вторую - формационной принадлежностью пород.

В вулканических породах контрастной серии содержание рубидия повышается с переходом от более древних к более молодым свитам. Базальты контрастной серии по содержанию этого элемента занимают промежуточное положение между толеитовыми базальтами океанических хребтов и островных дуг, слабо дифференцированной и контрастной (Восточная зона) зон сопоставимы с базальтами островных дуг и толеитовыми базальтами платформ.

Основная тенденция в распределении рубидия в вулканических породах мегасинклиниория заключается в накоплении этого элемента с переходом от лав основного к лавам кислого состава; при этом нет закономерности в изменении величины калиево-рубидиевого отношения.

Литий. Содержания лития в однотипных вулканических породах мегасинклиниория близки и мало зависят от их принадлежности к сериям или структурным зонам.

Ртуть. В базальтах мегасинклиниория содержание ртути варьирует от $5,2 \cdot 10^{-7}$ % до $12,1 \cdot 10^{-7}$ %. В распределении ртути намечается две особенности: первая - в базальтах свит, отвечающих начальным этапам ранне- и позднегеосинклинальной стадии развития мегасинклиниория (поляковская и колтубанская свиты), отмечаются максимальные концентрации ртути и вторая - в породах раннегеосинклинальной стадии содержания ртути увеличиваются от более древних к более молодым свитам (исключение составляют породы поляковской свиты); в породах же позднегеосинклинальной стадии проявляется противоположная тенденция. Содержания ртути в базальтах недифференцированной или слабо дифференцированной серий превышают содержания в породах контрастной и последовательной серий.

Заключение

Базальтам палеозойских вулканических свит мегасинклиория свойственны специфические черты химического состава, позволяющие выделять их в самостоятельный тип геосинклинальных толеитовых базальтов, дифференциация которых осуществляется по известково-щелочному типу. В процессе геосинклинального развития эволюция химизма магм основного состава в пределах отдельных тектономагматических этапов имела различную направленность (за исключением алюминия, содержания которого нарастали от ранней к заключительным стадиям).

Распределение рудных и редких элементов в вулканических породах мегасинклиория зависит от формационной принадлежности пород и положения их в структуре мегасинклиория. Эти факторы примерно в равной степени определяют геохимические свойства пород основного состава, в лавах же среднего и кислого состава соотношение их может резко меняться.

В процессе геосинклинального развития в вулканических породах основного состава отмечается накопление меди, никеля, кобальта, циркония и рубидия и уменьшение цинка.

В вулканических породах контрастной и последовательной серий отмечается уменьшение содержания рудных элементов с уменьшением коэффициента затвердевания. При этом фракционирование меди и цинка происходит более интенсивно по сравнению с никелем и кобальтом. Фракционирование рудных элементов в вулканических породах слабо дифференцированной серии протекало с меньшей интенсивностью, чем в контрастной и последовательной.

Тенденции в распределении рудных и редких элементов в вулканических породах мегасинклиория в целом совпадают с поведением этих элементов в известково-щелочных сериях, образование которых связывается с дифференциацией базальтовой магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л.С., Гладких В.С. Геохимия циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. — Геохимия, 1967, № 10.
2. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
3. Овчинников Л.Н., Гладких В.С., Соловьев В.А. Распределение калия и рубидия в палеозойских вулканических породах Магнитогорского мегасинклиория. — Геохимия, 1975, № 12.
4. Румянцева Н.А. Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
5. Фролова Т.И. Геосинклинальный вулканализм: Некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Южного Урала: Автореф. докт. геол.-минерал. наук, 1970.

6. Фролова Т.И., Островская Е.В., Рогов В.И. Базальтоидные магмы геосинклинальных порфиритовых формаций Южного Урала и особенности их кристаллизации. — В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973.
7. Шейнманн Ю.М., Баженова Г.Н. Общегеологическое значение некоторых черт состава базальтов океана и материков. — Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд-ние геол., 1972, т. XVII (3).
8. Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм Урала. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. — В кн.: Труды II Уральского петрогр. совещ. Свердловск, 1969.
9. Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения. — В кн.: Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины. — Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
10. Ewart A., Bryan W.B., Gill I.B. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S.W.Pacific. — J. Petrol., 1973, v. 14, N 3.
11. Kuno H. Origin of Andesite and its Bearing on the island arc structure. — Bull. volcanol., 1968, v. 32, N 1.

Ю. Е. Саэт, Л. Н. Алексинская, И. Л. Башаркевич,
Р. И. Ефимова, В. Н. Каширский,
Р. С. Смирнова, Г. А. Фридман

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ БЫТОВЫХ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

Поток вещества, не использованного в процессе жизнедеятельности общества, по способу его распределения в окружающей среде можно разделить на выбросы и отходы. Выбросы — это часть потока, которая искусственно (организованным или неорганизованным путем) рассеивается, включаясь в природные круговороты вещества, создает зоны загрязнения различного масштаба. Отходы — это часть потока, которая накапливается после завершения производственного цикла или бытовой деятельности. Они складируются в различных местах (официально или неофициально) и образуют источники локального загрязнения среды.

Суммарное поступление выбросов и отходов приводит как к формированию региональных или глобальных аномалий, фиксируемых повышением общей "фоновой" концентрации веществ в тех или иных компонентах окружающей среды (главным образом за счет организованных выбросов), так и к образованию локальных очень интенсивных аномалий — так называемых антропогенных (или техногенных) ореолов рассеяния (за счет отходов или неорганизованных выбросов).

Региональные зоны повышенной концентрации — это обширные территории относительно слабого воздействия загрязнения на жи-

Таблица 1

Степень концентрации элементов в бытовых и промышленных отходах

Виды отходов	К = Среднее содержание элемента в отходах Среднее содержание элемента в земной коре				
	>1-10	>10-100	>100-1000	>1000-10000	>10000
Осадки отстойников гальванических цехов	Mn, В	Pb, W, Ni	Cr, Cu, Zn	Sn, Ag	Cd, Bi
Металло-абразивная пыль	Pb, Ge, Mn, Ni, Ag, Cu, Ga, Sn, B, V, Zn	Cr, Mo	W	Co	
Отходы кожи	Zn, Cu, Pb, Cd				
Ворс и пыль ткацкого производства	P, Co, B, Ni	Cu	Cr, Zn		
Опилки древесные	Co, Mn, Ni, Pb, Cr, Mo, B	W, Sn	Cu, Zn		
Формовочная земля	Zr, Pb, Cu, Yb, B, W, Zn, Sn	Sb			
Осадки отстойников гаражей	Zr, B, Mo, Ni, Ag, W, Cu, Sb, Yb	Sn, Pb, Zn			
Цементная пыль	Zn, Sn	W			
Золы и шлаки ТЭЦ	V, Cu, Zn, Mo, Ag, Hg, Pb				
Продукты мусоропереработки	Ni, Sr	Cr, Cu, Mo, W, Hg	Zn, Ag, Cd, Sn, Sb, Pb		

вые организмы. Эффект этого воздействия может быть очень глубок и иметь глобальные последствия, но он как правило проявляется после длительного скрытого периода (так называемый принцип запаздывания [9]).

В случае техногенных ореолов зоны воздействия на живые организмы резко ограничены по площади, но эффект воздействия проявляется быстро и значительно острее.

Многочисленными теоретическими исследованиями на основе глобальных сводок об ограниченности сырьевых ресурсов и огромном количестве отходов, загрязняющих окружающую среду, обоснована конечная цель политики общества нашей планеты в отношении отходов. Она сформулирована еще в 1970 г. в решении Первой международной конференции по современным проблемам природной среды [5] как принцип комплексного использования ресурсов, требующий создания безотходного производства и полной утилизации бытового мусора [8].

В настоящее время, однако, большая часть отходов во всем мире складируется либо на официальных городских свалках, либо на территории предприятий или в непосредственной близости от них.

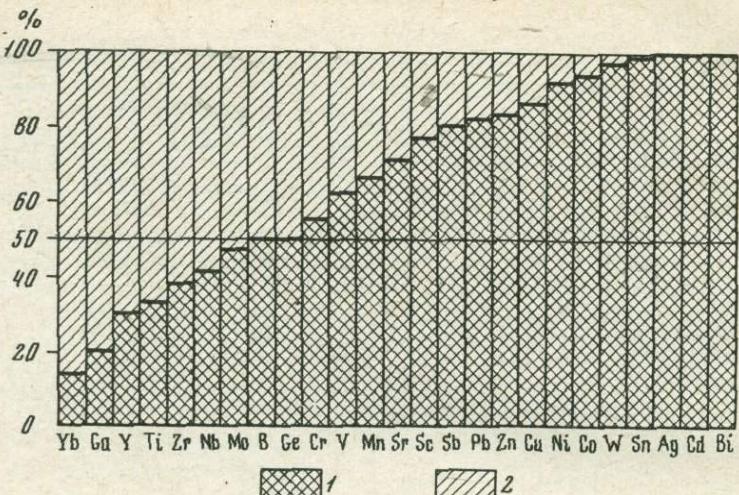


Рис. 1. Соотношение количества элементов в промышленных отходах, остающихся в урбанизированной зоне и вывозимых в лесопарковую зону

1, 2 – доля элементов (в % от общего количества): 1 – остающихся с отходами в урбанизированной зоне, 2 – вывозимых с отходами в лесопарковую зону

Конкретных материалов, оценивающих характер влияния отходов на состояние окружающей среды, очень мало. Практически нет работ по геохимической оценке такого влияния. Вместе с тем использование методов прикладной геохимии позволяет выявить относительную интенсивность влияния отходов, его динамику и закартировать в количественных параметрах морфологию зон изменения. Это в свою очередь дает возможность наметить время, за которое существующая практика в области отходов создаст локальные экологически опасные ситуации, и, следовательно, должна быть либо модернизирована, либо полностью изменена. В частности, такие ситуации могут быть прогнозированы по появлению в ландшафте в связи с захоронением отходов избыточных по сравнению с природными запасов токсичных, канцерогенных или мутагенных химических элементов: свинца, ртути, цинка, кадмия, никеля, мышьяка.

Промышленные отходы типового города с умеренной промышленной нагрузкой, преимущественно машиностроительного и приборостроительного типа, характеризуются высокими концентрациями широкого круга химических элементов (табл. 1), иногда в сотни и тысячи раз превышающими среднее содержание этих элементов в земной коре (кларк по А.П. Виноградову [3]). Вместе с тем устанавливается четкая дифференциация отходов по элементному составу. Так, в металлоабразивной пыли фиксируются повышенные содержания вольфрама (в 3300 раз выше кларка), молибдена (в 670 раз),

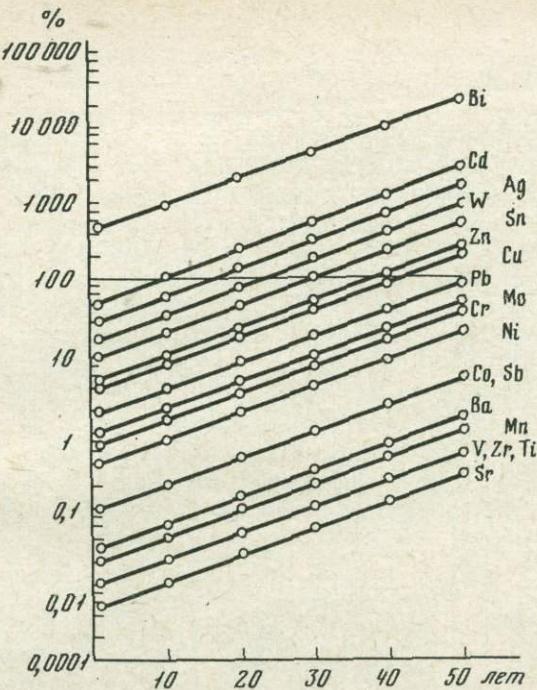


Рис. 2. Увеличение запасов элементов (в % от их природных запасов в почве) на территории урбанизированной зоны за счет захоронения промышленных отходов

хрома (в 320 раз), кобальта (в 58 раз), меди (в 31 раз), серебра (в 30 раз), никеля (в 14 раз). Большая ассоциация элементов с высокими концентрациями может быть связана с илами очистных сооружений гальванопроизводств – это висмут (в 27 800 раз больше кларка), кадмий (в 14 300 раз), серебро (в 1430 раз), олово (в 1200 раз), цинк (в 360 раз), медь (в 210 раз), хром (в 120 раз), никель (в 50 раз), свинец (в 32 раза), кобальт (в 20 раз). В золошлаковых отходах электростанций концентрируется ртуть (в 6 раз).

Таким образом, в промышленных отходах могут концентрироваться многие редкие в земной коре химические элементы: кадмий, висмут, олово, вольфрам, медь, цинк, хром, молибден, никель, свинец, в том числе элементы, обладающие токсичными и канцерогенными свойствами.

Промышленные отходы вывозятся на городские свалки в пригородную зону или захороняются в пределах городов на территории предприятий или вблизи них. Значительная часть отходов остается на свалках близ предприятий. Вместе с ними на городских территориях остается основная масса исследованных химических элементов (рис. 1).

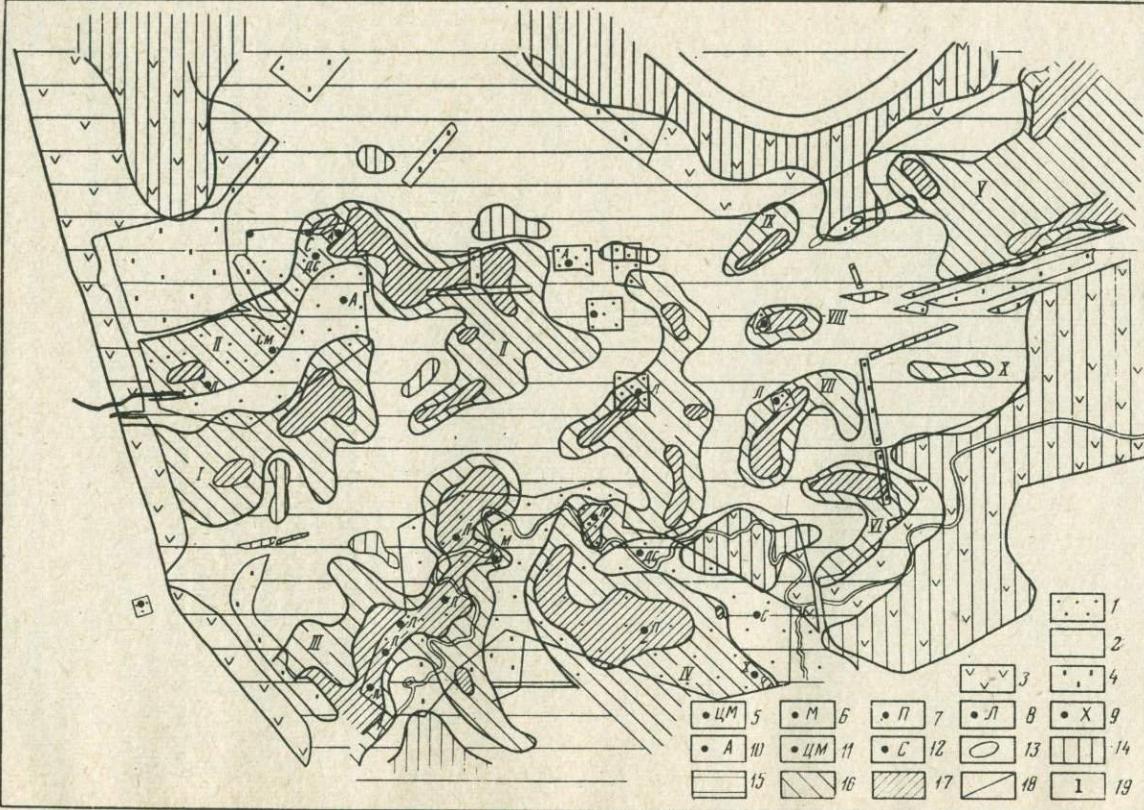


Рис. 3. Карта суммарного загрязнения почв городского района химическими элементами. Составили В.Н. Каширский, Ю.Е. Саэт, Р.С. Смирнова

Природно-техногенные комплексы: 1 - промышленные зоны, 2 - жилые кварталы, 3 - леса естественные и лесопарки, 4 - искусственные посадки (скверы, бульвары). Промышленные предприятия: 5 - цветной металлургии, 6 - машиностроения, 7 - приборостроения, 8 - легкой промышленности, 9 - химические, 10 - автотранспортные, 11 - деревообрабатывающие, 12 - домостроительные.

Геохимические характеристики: 13 - контуры аномалий суммарного показателя загрязнения, 14 - 17 - аномалии с суммарными показателями загрязнения: 14 - < 1, 15 - 1-10, 16 - 10-20, 17 - > 20; 18 - дробь: в числите - элементы, специфические для данной аномалии, и средний коэффициент концентрации этого элемента, в знаменателе - элементы, характерные для большинства аномалий района; 19 - номер аномалии

Примечание: суммарный показатель загрязнения равен сумме коэффициента концентрации элементов в контуре аномалии с вероятностью 97,3 (2S)

Состав комплексных полийементных аномалий

$$I - \frac{Cu}{3,5} > \frac{Sr}{3,1} > \frac{Mo}{2,8} > \frac{Ni}{1,5} > \frac{SnCo}{1,4} > \frac{CrBi}{1,3}$$

$$II - \frac{Ag}{13,9} > \frac{Pb}{5,8} > \frac{Cu}{5,2} > \frac{Sn}{2,0} > \frac{Zn}{1,7} > \frac{MoNi}{1,5} > \frac{Sr}{1,2}$$

$$III - \frac{Ag}{15,9} > \frac{Pb}{13,3} > \frac{Cu}{3,4} > \frac{Cr}{3,0} > \frac{Mo}{2,0} > \frac{SrSn}{1,6} > \frac{CoZn}{1,3}$$

$$IV - \frac{Ag}{32,2} > \frac{Pb}{16,1} > \frac{Sn}{13,5} > \frac{Cu}{8,8} > \frac{Zn}{4,2} > \frac{Ni}{2,7} > \frac{CdCr}{1,7} > \frac{Bi}{1,4}$$

$$IV^a - \frac{Pb}{72,1} > \frac{Sn}{4,0} > \frac{Ag}{3,5} > \frac{Cu}{3,3} > \frac{Co}{3,0} > \frac{Mo}{1,6} > \frac{Zn}{1,2}$$

$$V - \frac{Cd}{2p,5} > \frac{Sb}{8,0} > \frac{Ag}{2,5} > \frac{Pb}{5,5} > \frac{Sn}{3,4} > \frac{Cu}{3,2} > \frac{Sr}{1,8} > \frac{Bi}{1,2}$$

$$VI - \frac{CuSn}{3,4} > \frac{Pb}{3,0} > \frac{Ag}{2,5}$$

$$VII - \frac{Cu}{6,2} > \frac{Sb}{8,0} > \frac{PbAg}{5,0} > \frac{Sn}{2,3} > \frac{Co}{1,1}$$

$$VIII - \frac{Ag}{26,6} > \frac{Pb}{5,3} > \frac{Cu}{4,5} > \frac{Sr}{3,0} > \frac{Mo}{2,4} > \frac{Sn}{2,0} > \frac{Ni}{1,5}$$

$$IX - \frac{Pb}{20,0} > \frac{Co}{5,5} > \frac{CrSn}{1,6} > \frac{Cu}{1,5} > \frac{Bi}{1,2}$$

$$X - \frac{Pb}{5,0} > \frac{Cu}{3,5} > \frac{ZnSnAg}{2,5} > \frac{Co}{1,4}$$

Таблица 2

Сопоставление запасов отдельных элементов в бытовых и промышленных отходах с запасами их в промышленных месторождениях

Виды отходов	Масштаб промышленных месторождений		
	небольшие	средние	крупные
Металло-абразивная пыль	Mo, W		Co
Осадки очистных сооружений гальванических производств	Ni, Cu	Zn, Ag, Sn, Bi	
Золы и шлаки мусоропереработки	Co, Cu, Sn, Sb, Pb, Cd, Al	Zn, Ag	

В их число входят практически весь висмут, кадмий, серебро, олово, вольфрам, кобальт.

В пределах таких территорий согласно нашим расчетам ежегодно остается с промотходами больше висмута, чем его содержится в почвенном слое всего района при естественных, кларковых, содержаниях элемента. При сохранении сложившихся темпов захоронения отходов через 50 лет прогнозируемое количество дополнительного поступивших металлов превысит природный их запас в почвенном слое также по кадмию, серебру, олову, вольфраму, меди, цинку (рис. 2).

Свалки на территории предприятий и близ них становятся источниками загрязнения металлами всего окружающего района. Их стихийность не позволяет вести контроль за захороняемыми отходами.

Существующая практика получения, хранения и транспортировки отходов приводит к тому, что за 30 лет до одной трети таких территорий может перейти в категорию "загрязненных" (рис. 3). Загрязненность устанавливалась по уровню содержания микроэлементов в почвах, химический состав которых отражает многолетнее воздействие очагов техногенного рассеяния вещества. Основными элементами-загрязнителями оказываются свинец, олово, медь, цинк, кобальт, серебро, т.е. элементы, которые сконцентрированы в отходах того или иного района. Их содержание в центрах геохимических аномалий, фиксирующих наиболее загрязненные участки почв, в 4-30 раз выше содержаний этих элементов на фоновых площадях. Зная, что 50-60% пыли в приземной части атмосферы имеет "почвенный" генезис [2], становится ясным, насколько опасно появление таких аномалий на территории городов.

Растущие запасы металлов в почвах оказывают давление на экосистему в целом. Этот своеобразный металлический пресс может

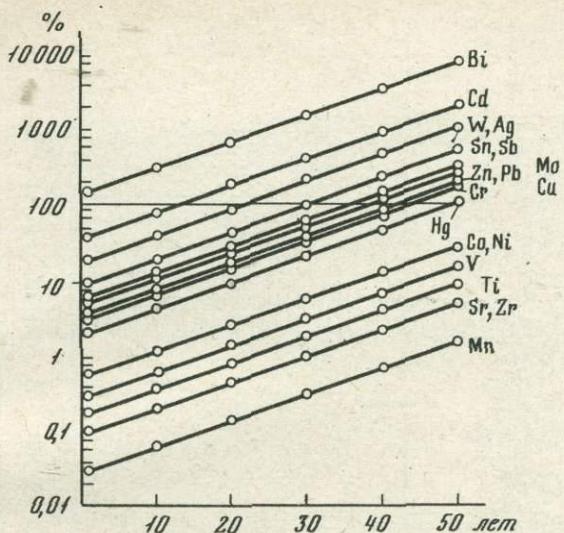


Рис. 4. Увеличение запасов элементов на территории лесопарковой зоны за счет захоронения промышленных и бытовых отходов (в % от природных запасов элементов в почве)

привести к тяжелым последствиям, поскольку некоторые элементы (кадмий, свинец, ртуть и др.) способны кумулироваться в организмах, вызывая отравления либо создавая условия, благоприятные для возникновения ряда опасных заболеваний. Полиэлементность большинства геохимических аномалий, обусловленная многокомпонентным составом отходов, усугубляет отрицательный экологический эффект.

Для крупных городских агломераций элементный состав отходов определяется не только промышленными отходами, но и во все возрастающем объеме бытовым мусором.

Непрерывная технизация повседневной жизни общества обусловила весьма сложный состав бытового мусора, превосходящего по широте ассоциации элементов и их концентрациям многие другие виды отходов (см. табл. 1). В бытовом мусоре концентрируются по сравнению с кларковыми содержаниями: серебро (в 687 раз), сурьма (в 462 раза), свинец (в 199 раз), олово (в 195 раз), кадмий (в 172 раза), цинк (в 145 раз), медь (в 85 раз), хром, вольфрам (в 15 раз), молибден, ртуть (в 13 раз).

Вывоз и складирование промышленных и бытовых отходов возможны лишь в пригородной зоне на сравнительно небольшом расстоянии от агломерации и создают дополнительную по сравнению с природной концентрацию металлов. Только за счет захоронения отходов в пригородной зоне (рис. 4) ежегодно на несколько процентов может увеличиваться количество хрома, меди, цинка, молибде-

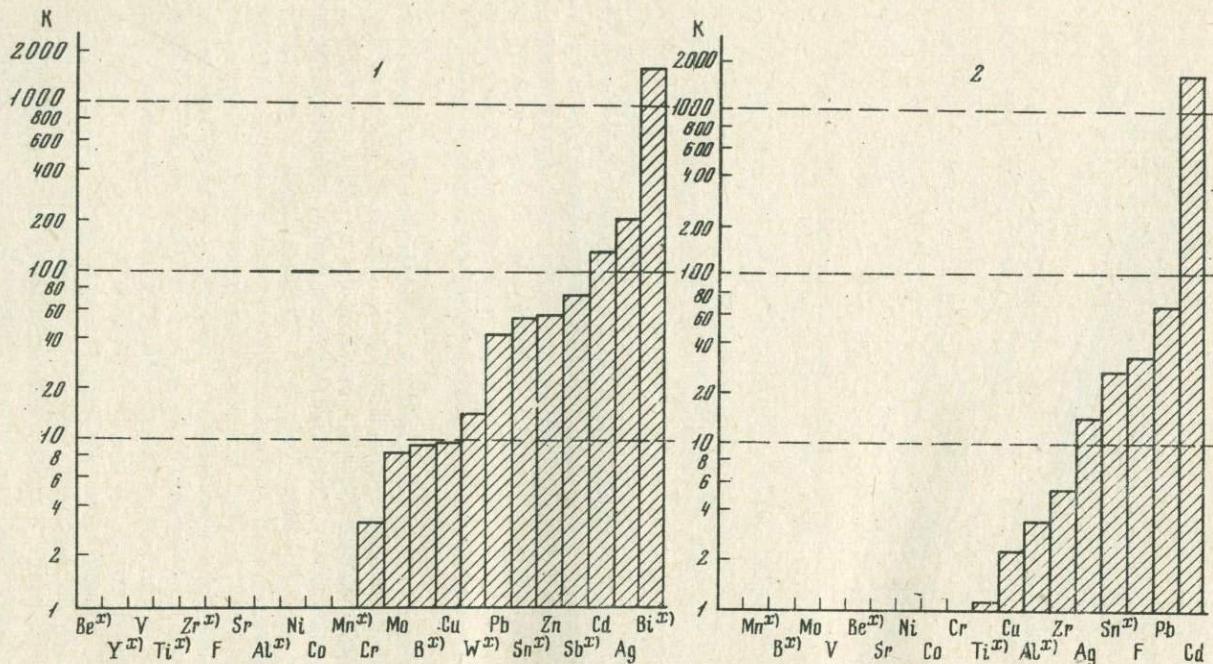


Рис. 5. Относительная степень концентрации химических элементов в зоне компоста

1, 2 — по сравнению с кларком: 1 — литосфера, 2 — золы растений.

x) данные приближенно-количественного анализа

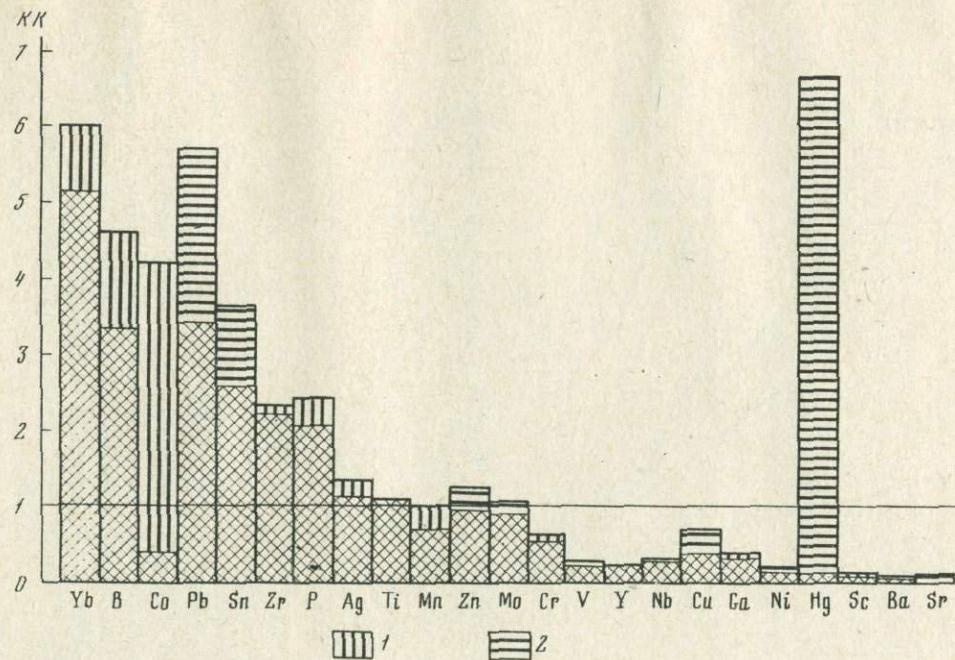


Рис. 6. Кларки концентраций (К.к.) элементов в почвах с различной агрохимической обработкой

1 – превышение в почвах с обычными минеральными удобрениями, 2 – превышение в почвах с компостом

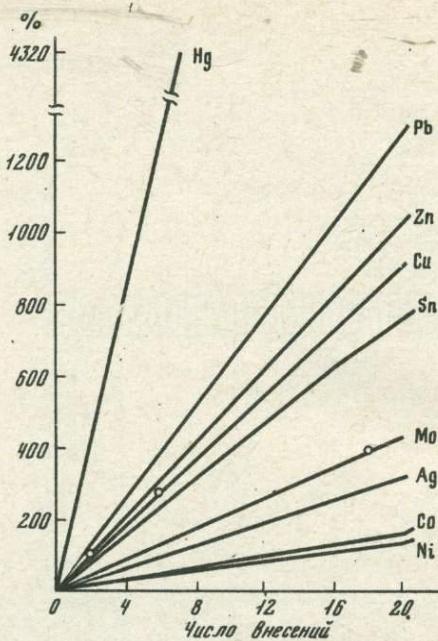


Рис. 7. Относительное увеличение концентрации элементов в почвах при многоразовом внесении компоста (в % от среднего содержания элементов в фоновой почве), через 20 внесений

Пороговые концентрации (Ковалевский, 1970): Cu · 60 г/т; Co · 30 г/т; Zn · 70 г/т; Mo · 4 г/т

на олова, сурьмы, свинца; примерно на 20% возрастает количество серебра и вольфрама, на 40% – кадмия и 140% – висмута. При сохранении принятых темпов вывоза отходов через 50 лет количество этих элементов в несколько раз может превысить природное их количество в почвенном слое всей пригородной зоны.

Захороненные отходы нередко находятся в зоне окисления, что способствует широкому рассеянию элементов в компонентах окружающей среды. В поверхностных стоках свалок практически все металлы (медь, свинец, цинк, ртуть, стронций, мышьяк, кадмий) обнаруживаются в концентрациях в 5–10 раз выше фоновых. В донных осадках водных потоков в аномальных количествах присутствуют свинец, цинк, серебро, кадмий, медь, ртуть.

Кроме того, для складирования отходов занимаются все новые земельные площади, резервы которых вблизи городов ограничены. В США, например, лишь половина из 50 крупнейших городов имеет 5-летний запас площадей для захоронения мусора [4].

Таким образом, вывоз и захоронение отходов в пригородной зоне также не решает проблемы отходов полностью.

Вместе с тем на городских свалках концентрируются большие

массы элементов, которые могли бы извлекаться. Ежегодно с бытовыми и промышленными отходами поставляются на свалку количества сырья, сравнимые с добывчей горнорудных предприятий (табл. 2). Соизмеримые средним по масштабам месторождением [1,7] количества металлов могут быть накоплены в течение нескольких десятилетий только за счет металло-образивной пыли (вольфрам, серебро, кобальт, молибден), илов очистных сооружений гальванических производств (цинк, олово), бытового мусора (медь, свинец, олово). Для использования этих богатств необходимо заменить существующие свалки специализированными накопителями, предназначенными для временного хранения отходов по видам, откуда сырье легко может быть извлечено для переработки. Одновременно необходимо резкое расширение фронта технологических исследований.

Любая форма утилизации бытовых отходов нуждается в тщательной проверке. Так, например, в настоящее время одним из способов утилизации отходов является производство компостных удобрений. Однако бытовые отходы, сформированные случайными нерегулируемыми факторами, отличаются чрезвычайной неоднородностью химического состава. Нередко в них фиксируются концентрации металлов, в 100–1000 раз превышающие их среднее содержание в литосфере (рис. 5). Поэтому вносимый на сельскохозяйственные угодья компост может стать источником избыточного поступления металлов в почву: действительно, в ней накапливаются в 1,5–2 раза такие элементы, как свинец, цинк, медь, молибден, серебро (рис. 6). Особую тревогу вызывает увеличение до 30 раз содержания ртути. На основании существующей нормы внесения компоста и указанной тенденции накопления элементов можно рассчитать, что добавки металлов с компостом со временем могут привести к превышению предельно допустимых концентраций 8 элементов в почвах: цинка уже через 4 года, меди – через 12 лет и молибдена – через 36 лет (рис. 7) и т.д.

Изучение распределения химических элементов в сельскохозяйственной продукции на экспериментальных полигонах с компостом показывает, что в ней накапливаются те же элементы, что и в почвах. Однако культуры различаются по набору аккумулированных элементов. Так, для сахарной свеклы характерно накопление главным образом олова, свинца, стронция, серебра (соответственно в 2,8; 2; 2,3; 1,9 раза). Капуста активнее накапливает хром, цинк и никель. Содержание этих элементов в 1,5–5 раз выше, чем в капусте неудобренных полей. Для картофеля выявлена сильная аккумуляция хрома. Его содержание почти в 12 раз выше, чем в картофеле фонового поля.

Следовательно, даже одноразовое внесение такого компоста приводит к существенной концентрации элементов как в почвах, так и в сельскохозяйственной продукции. Поэтому с геохимических позиций переработка мусора с получением компоста не всегда может быть рекомендована как способ утилизации бытовых отходов.

Бытовые и промышленные отходы являются источником локального и регионального загрязнения окружающей среды. Существующая во многих странах практика накопления отходов создает мощный металлический пресс на биосферу, определяемый огромными концентрациями широкой ассоциации химических элементов, накапливающихся в ландшафте и практически ничем не изолированных от контакта с живыми организмами. В ближайшее время эти концентрации во много раз превысят природные. Всего два-три десятилетия отделяют нас от того периода, когда экологическая ситуация станет критической.

Подсчеты показывают, что ежегодно с неутилизируемыми отходами поступает на свалки количество сырьевых ресурсов, сопоставимое с производительностью горно-промышленных предприятий. По степени концентрации ценных химических элементов это сырье не уступает природному. Таким образом, извлечение химических элементов из отходов потенциально экономически оправдано, особенно если учитывать ущерб от загрязнения ими окружающей среды.

Решение вопроса такой утилизации отходов не должно быть целью далекого будущего. Наряду с развитием исследований по созданию систем "безотходных производств" необходимо принять ряд безотлагательных мер и в частности:

1. Полное запрещение стихийного, неконтролируемого захоронения отходов на территориях предприятий и близ них.
2. Организация вместо существующих свалок специализированных по видам отходов мест временного складирования, откуда сырье может быть извлечено для последующей переработки.
3. Организация системы учета в отходах ценных компонентов и расширение исследований по технологии их переработки.

Особенное внимание должно быть уделено решению вопроса о судьбе органо-минеральных отходов: бытового мусора и осадков полей фильтрации бытовых сточных вод. В крупных городах - это неизбежно образующиеся наиболее объемные отходы. В настоящее время они используются в качестве удобрений. Высокая степень концентрации химических элементов в этих отходах требует особой осторожности при их использовании.

До разработки и внедрения экологически безопасных систем утилизации бытовых отходов (например, пиролиза) использовать их как удобрения допустимо только в специально выделенных хозяйствах с продукцией непищевого профиля.

Необходима организация постоянной службы эколого-геохимического контроля за отходами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В.В. Поиски твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975.
2. Буштуева К.А. Руководство по гигиене атмосферного воздуха. М.: Медицина, 1976.

3. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.
4. Дуглас У.О. Трехсотлетняя война (хроника экологического бедствия). М.: Прогресс, 1975.
5. Использование и охрана природных ресурсов. – Труды Межправительственной конференции по рациональному использованию и охране природных ресурсов. М.: Прогресс, 1972.
6. Ковальский В.В., Андрианова Г.А. Микроэлементы в почвах СССР. М.: Наука, 1970.
7. Красников В.И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
8. Лешецкий С. Опыт разработки принципов и мер по охране среды на региональном уровне. – В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1976.
9. Липец Ю.Г., Чижов Н.А. Подходы к моделированию глобальной социально-экономической системы. – В кн.: Географические аспекты экологии человека. М., 1975.
10. Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975.

СОДЕРЖАНИЕ

I ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Г.М. Мейтуй, Т.А. Иванова. Критерии геолого-геохимического прогноза скрытого эндогенного оруденения	3
В.Д. Баранов, Л.Н. Овчинников. Стереометаллогенез и принципы геолого-геохимического прогнозирования колчеданных месторождений	17
В.В. Иванов. Геохимическое прогнозирование сырьевых источников халькофильных редких элементов	32
С.Ф. Соболев. Эволюция химизма вулканитов печенгской структуры	49
В.В. Бурков. Закономерности размещения и генезис эпигенетических месторождений стронция	67

II. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

И.Б. Недумов. К проблеме взаимосвязи тектоники, магматизма и металлогенеза в геологической системе	78
В.В. Ляхович. Роль статистико-геохимического метода в петрология	93
С.Н. Вороновский. Некоторые методические аспекты датирования рудных месторождений калий-argonовым методом	107
Е.Н. Алтухов. Орогенные образования центральноазиатских байкалид, их тектоническая природа и металлогеническое значение	120
К.Л. Волочкович. Современные проблемы металлогенического анализа в палеозойских складчатых системах (на примере западной части Центрального Азиатского складчатого пояса)	133
Г.А. Голева. Роль воды в геохимических процессах	146
В.С. Павленко. Геохимические модели и механизмы массообмена – металлоносности гранитоидного палингенеза	161
В.С. Попов, В.В. Белевитин. Типы редкометальных рудных провинций	197
Е.М. Поплавко, В.В. Иванов. Рений в углеводородах и вопросы возникновения его рудных концентраций	214
Е.А. Покхиснева. О связи щелочно-ультраосновного магматизма с архейскими гранулитовыми поясами	220

III. ГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Л.С. Бородин. Геохимические предпосылки связи месторождений литофильных редких элементов с формациями щелочных пород и гранитоидов	234
Д.П. Сердюченко. Древние некремнистые железорудные формации	255
В.С. Гладких, В.А. Соловьев. Петрохимические и геохимические особенности геосинклинального вулканизма (Магнитогорский мегасинклинорий)	270
Ю.Е. Саэт, Л.Н. Алексинская, И.Л. Башаркевич, Р.И. Ефимова, В.Н. Каширский, Р.С. Смирнова, Г.А. Фридман. Геохимическая оценка влияния бытовых и промышленных отходов на окружающую среду	288

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ
И РУДООБРАЗОВАНИЕ

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

Редактор издательства
Гришина Т.Б.

Художественный редактор
И.Ю. Нестерова

Технический редактор
Л.А. Куликова

ИБ № 16083

Подписано к печати 22.03.80. Т – 03982
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1

Печать офсетная
Усл.печ.л. 19,0 + 0,3 вкл. Уч.-изд.л. 21,2
Тираж 850 экз. Тип. зак. 1068.
Цена Зр. 50к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

18572