

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ
ПРАКТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ**

Ленинград

1986

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ А. П. КАРПИНСКОГО
(ВСЕГЕИ)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ПРАКТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Сборник научных трудов

5071

Ленинград
1986

Геохимические методы для решения задач практической геологии.
Сб. науч. трудов. Л.: 1986. 96 с.+вкл. (М-во геологии СССР, Всесоюз. ордена
Ленина научно-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).

Посвящен использованию геохимических методов (и прежде всего такого, как геохимические разрезы) для решения таких геологических задач, как корреляция геологических разрезов, изучений условий образования горных пород и геологических формаций, эволюционные и геодинамические аспекты геологии, а также определение геохимической специализации. Насыщен фактическим материалом. Геохимические разрезы рассматриваются как неотъемлемая часть комплекса геологических методов исследования.

Геохимические методы дают принципиально новую геологическую информацию, позволяющую выявить те аспекты геологии, которые не видны при традиционном взгляде на изучаемые объекты.

Рассчитан на геологов и геохимиков.

Ответственные редакторы:

В. С. Певзнер и В. А. Рудник

ПРЕДИСЛОВИЕ

В геологическом изучении различных районов СССР все более заметное место отводится геохимическим методам исследований, в том числе геохимическим разрезам. Стремление показать, как наиболее экономно с помощью геохимических разрезов решаются разнообразные задачи конкретной геологии, и объединяет научные труды, опубликованные в данном сборнике.

Корреляция разрезов — одна из наиболее актуальных задач геологии — может быть решена различными приемами. Как показывает практика, изучение распространенности химических элементов и образуемых ими ассоциаций (групп) приводит к обоснованному результату. Решению этих задач посвящены статьи А. Н. Толстых и Э. И. Кутырева, В. К. Кушнеренко, В. М. Богомазова и С. В. Щербаковой, В. С. Певзнера с соавторами, Е. Ю. Рыцка с соавторами и А. Н. Павлова.

Изучение условий образования горных пород и геологических формаций — эта задача тесным образом переплетается с первой. Получение дополнительных сведений об условиях образования геологических тел приоткрывает для нас новые, ранее неизвестные страницы геологической летописи и дает основание для изучения геологических процессов, а соответственно, и эволюционных аспектов геологии. Так, факты, приведенные в статье В. М. Богомазова, Ю. К. Буркова, С. В. Щербаковой, свидетельствуют о периодическом проникновении в Кузбасс морских вод, что в свою очередь позволяет отказаться от концепции «Кузнецкого озера» перми. На основе геохимических показателей в статье В. С. Певзнера и А. Б. Гуревича определены влияние на образование пород эндогенного фактора в нижней перми, аридизация климата в отдельные века перми, а в низах перми доказано существование нормального морского бассейна.

Частично подобные задачи рассмотрены также в работах К. А. Григорьева, В. А. Максимовского, В. Н. Метик с соавторами и Р. И. Шуруповой.

Третья группа задач, которые решают методом геохимических разрезов, — это определение геохимической специализации. В той или иной мере сведения подобного характера мы находим почти во всех статьях. Такой интерес вполне естественен,

так как эта характеристика по своей сути иными геологическими методами не может быть определена. Выявленные при помощи геохимической специализации закономерности позволили, например, А. Н. Толстых, Э. И. Кутыреву и Е. Ю. Рыцку с соавторами наметить наиболее перспективные площади. Эти площади, по существу, определены распространенностью ведущих элементов определенных (в данном случае магматогенных) типов геохимических ассоциаций.

Намечается опосредованное решение и геодинамических задач: во многих статьях (В. С. Певзнера, Л. Б. Макарьева, Е. Ю. Рыцка, В. М. Богомазова с соавторами) устанавливаются палеотектонические факторы образования геологических комплексов, например, области наиболее интенсивного корообразования или этапность проявления магматизма, детальное рассмотрение одного из этапов активизации. Последнему посвящена насыщенная новыми принципиальными фактами статья Л. Б. Макарьева и Г. В. Дитмара, показавших широкое площадное распространение метасоматитов в Прибайкалье (по-видимому, превосходящее по масштабам описанное в Казахстане Е. В. Плющевым), их этапность образования и геохимическую эволюцию. Отчетливая зависимость геохимической специализации от палеотектонической позиции приведена в статье В. Н. Метик с соавторами.

Все статьи сборника насыщены новым фактическим материалом. Аналитические данные, использованные в работах, контролированы количественными методами и не вызывают сомнений в своей доброкачественности и надежности. Обработка геохимической информации проведена во ВСЕГЕИ на ЭВМ по стандартным программам «Статистика», «Факторный анализ» и «Множественная корреляция». Последние два вида статистической обработки, используемые обычно для получения геохимических ассоциаций, дают весьма сходные результаты.

Хотелось бы обратить внимание читателей на обстоятельство, которое легло в основу всех статей и объединило их в единый сборник: геохимические разрезы рассматриваются здесь как неотъемлемая часть комплекса геологических методов исследования. Исследования методом геохимических разрезов достаточно экономны и дают новую геологическую информацию. Естественно, что с этих позиций приобретают первостепенное значение методы подбора, обработки и геологического осмысления геохимических данных. Геохимические разрезы, как следует из содержания статей, могут быть с успехом использованы как для региональных обобщений, так и (прежде всего) для выявления тех геологических особенностей, которые не видны при традиционном, классическом взгляде на изучаемые объекты.

В поисках надежных аргументов геологическая практика все чаще прибегает к геохимии. Исследование с помощью гео-

ических разрезов — один из показателей того, как глубоко никла геохимия в различные аспекты геологии.

Предлагая читателям этот сборник, научные редакторы отдают себе отчет в том, что возможности использования химических, прежде всего опорных геохимических разрезов чительно шире, чем это демонстрируют представленные статьи. Тем не менее авторский коллектив и научные редакторы постарались показать один из вероятных путей развития ременной геохимии и возможности ее использования для решения геологических задач.

В. С. ПЕВЗНЕР, В. А. РУДНИК

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО РАЗРЕЗА ТАГИЛЬСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Решение задачи расчленения и корреляции разрезов является необходимым условием при проведении прогнозно-металлогенических исследований. Для эвгеосинклинальных толщ Тагильского мегасинклинория нами применялся метод расчленения и корреляции разрезов по геохимическим ассоциациям, выявленным методом многократной корреляции. Бурение скважин сопровождалось послойным пунктирно-бороздовым опробованием керна (одна проба на интервал 3—5 м). Приблизительно-количественный спектральный анализ проб выполнен в ПГО «Уралгеология». Для получения непрерывного геохимического разреза обработка данных проводилась в режиме «скользящего окна» («окно» — 20 проб, шаг — 5 проб). В корреляции участвовали 13 химических элементов (Ti, Sr, Cu, Ni, Zn, Ba, Pb, Mn, V, Cr, Co, Ga, P), концентрации которых в большинстве проб (90 %) оказались выше порога чувствительности приборов.

По структурно-вещественным признакам в районе выделено восемь формаций (таблица). Далее приводится краткая характеристика состава пород и геохимических особенностей выделенных формаций.

Вулканогенно-метасоматическая диабаз-альбитофировая формация (S_{11-2}). Субстратом пород этой формации являются внизу лавы, лавобрекчии и гналокластиты афировых и редкопорфировых базальтов (диабазов), выше — порфиритов базальтового и андезитово-базальтового состава. «Кислые» породы в основе своей относятся к гидротермально-метасоматическим образованиям, по составу сходным с дацитами и липарито-дацитами.

Мощность диабаз-альбитофировой формации не менее 1000 м. В ней преобладают тесные ассоциации фемафильных элементов. Фельсфины, в свою очередь, имеют неотчетливо выраженную тенденцию к образованию самостоятельной ассоциации.

Эффузивно-пирокластическая андезитово-базальтовая формация ($S_{13}-S_{2ld}$). В составе формации выделяются два основных типа пород: эффузивы и их пирокластические производные.

Мощность формации 900—1000 м. Увеличение мощности наблюдается на участках преобладания лавовых фаций.

Для формации характерна тенденция к распаду фемафильных ассоциаций, свойственных нижележащей формации, и образование ассоциаций фемафилов с фельсифилами. На участках разреза, где проявлены метасоматическое окварцевание и альбитизация, породам соответствуют ассоциации, подобные имеющимся в нижней диабаз-альбитофировой формации: Ni—Cr—Co—Mn—V и Ni—Cr—Co—Mn—Cu—Zn.

Терригенно-карбонатно-вулканогенная базальт-трахитовая формация (S_{2pz} — D_{1z}). Нижняя граница формации проводится по появлению в разрезе лав и гналокластитов трахибазальтов, известняков, туффитов и туфоконгломератов с обломками известняков. Верхняя граница определяется по смене подушечных лав и гналокластитов трахибазальтов и трахиандезито-базальтов псефитовыми туффитами базальтового и андезито-базальтового состава повышенной щелочности, содержащими обломки нижележащих пород. Существенная часть формации сложена андезито-трахитами в фации подушечных лав, которые, как правило, перекрываются ритмичнослоистыми гналокластитами. Мощность формации колеблется от 480 до 630 м.

По геохимическим ассоциациям породы терригенно-карбонатно-вулканогенной базальт-трахитовой формации существенно не отличаются от пород нижележащей формации, но появляются ассоциации Ba—Sr и Ba—Pb—Sr, которые в нижележащих толщах не встречались.

Терригенно-вулканогенная (туффитовая) андезито-базальтовая формация (D_{1-2}). По составу пород формация, имеющая мощность около 600 м, сходна с эффузивно-пирокластической андезито-базальтовой, но между ними имеется и важное различие, которое заключается в резком преобладании лав и неритмичных или неясноритмичных туфов в нижней формации и четкоритмичных туффитов (от псефитовых до пелитовых) в верхней формации.

Наряду с ассоциациями, которые встречались в нижележащих толщах, для терригенно-вулканогенной андезито-базальтовой формации характерны ассоциации Ni—Co; Cr—Mn—Sr; Ni—Cr—Co—Mn—Ba—Sr; Pb—Mn—Sr. Это служит подтверждением переходного характера формации, которая уже отличается от базальт-трахитовой, но из-за присутствия вулканогенного материала еще не является чисто терригенной.

Молассоидно-флишоидная формация (D_{2e1}). В результате бурения полного разреза этой формации не получено, поэтому ее истинная мощность может быть оценена лишь ориентировочно и составляет 350—770 м. Разрез вскрытой части формации сложен преобладающими полимиктовыми конгломератами, груборитмично чередующимися с гравелитами, песчаниками, алевролитами. В составе конгломератов отмечаются обломки из-

Геохимическая характеристика геологических формаций тагильского мегасинклинория

Геологическая формация	Количество проб	Геохимический ритм	Распространенность элементов в кларках концентраций					Геохимические ассоциации
			более 5	5—2	2—0,9	0,9—0,5	менее 0,5	
Вулканогенно-метасоматическая диабаз-альбитофирная	516	Первый	Cu	—	Ti, V, Mn, Co, Zn, Ga	—	Ni, Cr, Ba, Sr, Pb, P	Ni—Cr—Co—Mn—V—Cu—Zn; Ni—Cr—Co—Mn
Эффузивно-пирокластическая андезито-базальтовая	900		—	Cu	Ti, V, Mn, Co, Zn	Ga	Ni, Cr, Ba, Sr, Pb, P	Ni—Cr—Co; Ba—Mn—Sr; Co—Mn—Sr; Ba—Co—Mn—Sr; Mn—Sr; Ni—Cr
Терригенно-карбонатно-вулканогенная базальт-трахитовая	257		—	Cu	Ti, V, Mn, Co, Zn	Ba, Sr, Pb, Ga, P	Ni, Cr	Co—Ba—Mn—Sr; Ba—Mn—Sr; Mn—Sr; Ni—Cr; B—Sr; Ba—Pb—Sr
Терригенно-вулканогенная (туффитовая) андезито-базальтовая	182		Cu	—	V, Mn, Co, Zn, Ba, P	Ti, Sr, Ga	Ni, Cr, Pb	Ba—Mn—Sr; Ba—Mn; Ni—Co; Cr—Mn—Sr; Pb—Mn—Sr; Ni—Cr—Co—Mn—Ba—Sr; Ni—Cr—Co—V—Cu—Zn
Молассоидно-флишoidная	237	Второй	—	Cu	Ti, V, Mn, Co, Zn, Ni, Cr, Sr, Pb, P	Ba, Ga	—	Ni—Cr—Co—Mn; Ni—Cr—Co; Co—Ba—Mn—Sr
Терригенно-карбонатная рифовая	179		—	—	Sr, Cu	—	Ti, V, Mn, Co, Zn, Ga, Ni, Cr, Ba, Pb, P	Ba—Mn—Sr; Co—Mn—Ba; Mn—Cr; Ga—Cr—Ba—Mn
Карбонатно-кремнисто-терригенная	451		—	Cu	Ti, V, Mn, Co, Zn	Cr, Ga, Ba, Sr, Pb	Ni, P	Ba—Mn—Sr; Mn—Sr; Ni—Co—Mn; Cr—Sr; Ni—Co—Cu—Pb; Co—V—Cu; Co—Mn—Cu
Терригенная флишoidная (черносланцевая)	125	Третий	—	Cu	T, V, Co, Zn, Ga	Sr, Mn, P	Ni, Cr, Ba, Pb	Ni—Cr—Co—Mn; Ni—Cr—Co—V; Ni—Cr; Mn—Sr; Co—Mn—Sr

вестняков, пироксеновых и уралитовых базальтов, плагиоклазовых порфиритов. Песчаники полимиктовые содержат весь набор пород и минералов нижележащих толщ.

Сложный литологический состав формации отражается на геохимических ассоциациях. Здесь, как в диабаз-альбитофировой формации, присутствует ассоциация Ni—Cr—Co—Mn, как в эффузивно-пирокластической андезито-базальтовой формации — ассоциации Ni—Cr—Co и Co—Ba—Mn—Sr.

Терригенно-карбонатная рифовая формация (D_{2e_2}). В нижней трети разреза формации преобладают светлые глинистые или кремнистые известняки, в средней — графитистые криноидные известняки с прослоями известняковых брекчий, в верхней развиты слоистые светлые, нередко криноидные известняки. Мощность формации около 450 м. В северном направлении она фациально замещается молассоидно-флишоидной формацией.

Входящие в состав формации глинистые и песчаные известняки имеют ассоциации Ba—Mn—Sr и Co—Mn—Sr, а чистые мраморизованные известняки — ассоциации Mn—Cr и Ga—Cr—Ba—Mn. Следовательно, ассоциации пород основания рифа, где присутствует терригенный материал, сходны с ассоциациями пород нижележащей формации, но там, где известняки чистые и мраморизованы, появляются не встречавшиеся ранее ассоциации.

Карбонатно-кремнисто-терригенная формация (D_{2qv}). В ее составе преобладают алевролиты и глинисто-кремнистые сланцы с прослоями карбонатных и графитистых пород. Вверх по разрезу возрастает количество песчаного материала, что соответствует в целом регрессивной структуре формации. Мощность формации 200—350 м.

Из приведенных в таблице геохимических ассоциаций только Ba—Mn—Sr и Mn—Sr встречались в рассмотренных выше формациях. Все остальные выделяются впервые.

Терригенная флишоидная (черносланцевая) формация ($D_{2-3(2)}$). Для формации характерна многопорядковая ритмичность отложений (ритмы мощностью от нескольких десятков сантиметров и нескольких метров до 130—140 м). По ритмичности уверенно определяется опрокинутое залегание пород этой формации. В разрезе преобладают песчаники, меньше алевролитов, в том числе углистых. Отмечаются единичные прослои мелко- и среднеобломочных конгломератов. В составе гальки конгломератов встречаются породы, характерные для диабаз-альбитофировой формации. Полная мощность формации не вскрыта, по-видимому, она превышает 350 м.

Породы формации отражены приблизительно в равных соотношениях всеми геохимическими ассоциациями нижележащих толщ.

Таким образом, в общем разрезе эвгеосинклинальной толщи Тагильского мегасинклиналя по геохимическим ассоциациям выделяются три ритма. Первый включает диабаз-альбитофировую, эффузивно-пирокластическую андезито-базальтовую, терригенно-карбонатно-вулканогенную базальт-трахитовую и туффовую андезито-базальтовую формации, в которых резко преобладают эффузивно-пирокластические, внизу афировые и мелкопорфировые, выше — порфировые породы. Туффовую андезито-базальтовую формацию можно рассматривать как переходную, т. е. являющуюся одновременно и регрессивной ветвью первого ритма, и основанием второго ритма. Во второй ритм входят молассоидно-флишоидная, терригенно-карбонатная рифовая и карбонатно-кремнисто-терригенная формации. Последняя является регрессивной частью этого ритма. Терригенная флишоидная (черносланцевая) формация представляет собой основание третьего ритма. Верхняя часть его эродирована. Каждый последующий формационный ритм как бы вырастает из предыдущего. Являясь в геологическом отношении совершенно новым образованием, он наследует определенные литологические и геохимические черты предыдущего ритма.

Выделена общая направленность в смене геохимических ассоциаций от основания к кровле формационных ритмов: Ni—Cr—Co—Mn—V—Zn—Cu—(Ti) → Ni—Cr—Co—Mn → Ni—Cr—Co; Mn—Ba—Sr → Ni—Cr; Co—Ba—Mn—Sr → Ni—Cr; Co—Mn; Cu—V; Ba—Sr(Pb).

Распространенность химических элементов (в кларках концентраций) показывает общие закономерности изменения содержания химических элементов в разрезе. Для первого и третьего ритмов характерно рассеяние Ni и Cr в два-три раза ниже кларка. В первом ритме наблюдается тенденция к повышению концентраций Ba, Sr и P от основания к кровле, а во втором ритме — наоборот. Содержание Cu во всех формациях в несколько раз выше кларкового.

Итак, можно сделать следующие выводы. Общая тенденция формирования геохимических ассоциаций в пределах ритма такова, что в основании и в кровле формационных ритмов (и совпадающих с ними геохимических ритмов) усиливается тенденция к образованию самостоятельных ассоциаций фемафильных и фельсифильных элементов. В средней части ритма преобладают смешанные фемафильно-фельсифильные ассоциации.

В геохимическом ритме существует определенная направленность изменения ассоциаций от основания к кровле. Она выражена в постепенном разрушении формирующихся в основании ритма ассоциаций фемафильных и фельсифильных элементов и образований в верхней части ритма целого спектра самых разнообразных ассоциаций. Для вулканогенных пород такое раз-

деление ассоциаций выглядит достаточно контрастно. Для вышележащих осадочных образований, по сути представляющих собой переотложенные нижележащие породы, оно менее контрастно.

Пользуясь классификацией В. Гольдшмидта, можно выразить геохимическую специализацию толщ в пределах формационных ритмов следующим образом: первый ритм — от ассоциации сидерофильных (сидеро-халькофильных) элементов в основании к лито-сидерофильным ассоциациям в средней части и сидеро-халькофильным в кровле ритма; второй ритм — от сидерофильных ассоциаций в основании к лито-сидерофильным в средней части и к халько-сидерофильным в кровле ритма. Налицо симметрия геохимических свойств основания и кровли, ритмов относительно их средних частей при четкой направленной тенденции к дроблению геохимических ассоциаций в кровле, ритмов по отношению к их основанию.

УДК 550.42

В. К. Кушнеренко

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ
УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫХ СЛАНЦЕВ УЛУТАУСКОГО ПОДНЯТИЯ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)**

В южной части Улутауского поднятия еще со времен работ К. И. Сатпаева известны «ванадиеносные» углеродисто-кремнистые сланцы (УКС). Эти породы, в число типоморфных компонентов которых наряду с кремнеземом и органическим углеродом входит также сульфидная сера, представляет собой уникальный геохимический аккумулятор целого ряда микроэлементов, таких как Mo, Ag, V (табл. 1). Проведенные в 1977—1982 гг. на основе использования глубокого бурения детальные исследования по комплексному изучению геохимически специализированных (ме-

Таблица 1

**Распространенность химических элементов в углеродисто-кремнистых сланцах
Улутауского поднятия**

Синклинорий	Уровень содержания в кларках концентрации				
	более 5	5—2	2—1	1—0,5	менее 0,5
Байконурский	Mo, Ag, As, V, Pb	Cu, Cr, Y, Ni	Zn	P, Ba	Co, Sr, Pb, Mn
Карсакпайский	Mo, Ag, As, V, Zn	Cu	Y, Pb, Cr, Ni	P	Ba, Sr, Co, Mn, Rb

таллоносных) УКС Южного Улутау позволили получить новые данные, касающиеся их площадного развития, стратиграфия и геохимических особенностей.

Металлоносные УКС закартированы в пределах Байконурского и Карсакпайского синклинориев, которые, наряду с разделяющим их Майтубинским антиклинорием, являются основными структурными единицами Улутауского поднятия.

Байконурский синклинорий представляет собой относительно широкую структуру, выполненную преимущественно раннепалеозойскими отложениями, образующими характерный мюгеосинклинальный ряд, в составе которого выделяются спармитовая (V) и углеродисто-кремнисто-сланцевая (Є—O₁) формации раннегеосинклинальных прогибов, флишоидная формация (O₂₋₃) позднегеосинклинальных прогибов и терригенно-андезитовая формация (O₃) остаточных прогибов. С позднепалеозойским-раннемезозойским периодом сводово-глыбовых поднятий связан ряд осадочно-терригенных формаций, образование которых происходило в приразломных наложенных впадинах. Породы, объединенные в перечисленные выше формации, характеризуются довольно низкой степенью регионального метаморфизма, не выходящей за пределы фации зеленых сланцев. Интрузивный магматизм развит весьма ограниченно.

Карсакпайский синклинорий является структурой рифтогенного типа, возникшей в результате раздвига докембрийских Майтубинского и Улутауского антиклинориев и выполненной комплексом глубоко метаморфизованных эвгеосинклинальных отложений венда—кембрия. Породы комплекса, достаточно условно объединенные в гнейсо-сланцевую формацию, представляют собой сложные поли- и гетерометаморфические образования, возникшие в результате совмещения процессов регионального метаморфизма, гранитизации и контактового метаморфизма.

Металлоносные УКС, входящие в состав углеродисто-кремнисто-сланцевой формации, пользуются широким площадным распространением в Байконурском синклинории, будучи развиты преимущественно на его крыльях. В стратиграфическом отношении пачки УКС мощностью 50—60 м входят в состав нижней части кокतालской свиты кембрийского возраста, выделенной Л. И. Боровиковым [1]. По литолого-химическим особенностям в составе пачки УКС выделяются лидиты и фтаниты. Лидиты представляют собой черные массивные с раковистым изломом, обычно грубослоистые углеродисто-кремнистые породы с содержанием кремнезема не менее 90 %. В лидитах почти не развиваются кливаж и сланцеватость, а возникают только трещины отдельности поперек плоскости. Фтаниты — это обычно темно-серые углеродисто-глинисто-кремнистые породы, микрослоистые за счет слоев, обогащенных пелитовым материалом, по контактам которых развивается отчетливая сланцеватость. В отличие от лидитов фтаниты содержат несколько меньше кремнезе-

ма за счет увеличения количества глинозема (до 4 % и более), а также окиси калия (свыше 1 %). Характерной особенностью УКС является наличие фосфатных конкреций, обычно выполненных франколитом. Пачка УКС перекрывается известняками и известково-глинистыми сланцами верхов кокतालской свиты и постепенно переходит в подстилающие хлорит-серицит-глинистые сланцы байконурской свиты вендского возраста. Мощность пачки хлорит-серицит-глинистых сланцев колеблется от 30 до 50 м. Ниже по разрезу байконурской свиты выделяется пачка алевропесчаников с горизонтами кварцевых гравелитов, сменяющаяся «тиллитоподобными конгломератами». Возраст УКС определяется в диапазоне от нижнего до среднего кембрия, так как согласно перекрывающие их карбонатные породы верхов кокतालской свиты содержат комплекс фауны, соответствующий верхнему кембрию [2].

На площади Корсакпайского синклиория углеродистые породы, представленные пачкой графитистых микрокварцитов, пользуются незначительным распространением, встречаясь в узких, трогового типа грабен-синклиналях или тектонических клиньях. Наиболее протяженная, хотя и прерывистая полоса их развития закартирована вдоль восточного крыла Майтюбинского антиклиория. Графитистые микрокварциты представляют собой черные микрозернистые породы с тонкополосчатой текстурой за счет чередования участков, обогащенных графитом или кварцем. Структура породы микрогранобластовая. В составе породы обычно встречаются фосфатные конкреции. Предыдущими исследователями [3, 4] горизонты графитистых микрокварцитов вводились в состав разрезов позднего (карсакпайская свита) и главным образом раннего протерозоя (каитюбинская, кордовская и тумурзинская свиты).

Изучение разрезов, включающих графитистые микрокварциты, во всех случаях показало идентичность их литолого-геохимических особенностей, примерно одинаковую мощность (в среднем около 60 м) и сходный характер напластования. Как правило, пачка графитистых микрокварцитов перекрывается амфиболовыми сланцами с прослоями и линзами доломитовых мраморов и залегает на пачке гранат-слюдяных сланцев мощностью 35 м, переходящих ниже по разрезу в конгломератовые сланцы, иногда замещающиеся по простиранию кварцитами и слюдяно-кварцитовыми сланцами.

Сопоставление геохимического спектра УКС Байконурского синклиория и графитистых микрокварцитов Карсакпайского синклиория демонстрирует их значительное сходство не только по распространенности, но и по характеру ассоциативности химических элементов. Так, в состав доминантной для обоих типов пород геохимической ассоциации наряду с $S_{орг}$ входят Mo, Ba, Y и V, с которыми $S_{орг}$ обнаруживает тесную положительную корреляцию и близкие по величине соотношения (табл. 2).

Соотношение органического углерода и некоторых химических элементов в углеродисто-кремнистых сланцах Улутауского поднятия

Соотношение	Синклиниорий		Относительное отличие от среднего, %
	Байконурский	Карсакапайский	
$C_{орг}/Y$	801	682	16
$C_{орг}/V$	19	22	17
$C_{орг}/Mo$	619	500	21

Полученные геохимические данные обосновывают вывод, что графитистые микрокварциты Карсакапайского синклинория являются более глубоко метаморфизованными аналогами УКС Байконурского синклинория.

В соответствии с установленными фактами графитистые микрокварциты параллелизуются с УКС, слагающими низы коктальской свиты кембрийского возраста, а гранат-слюдяные сланцы, слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты и конгломератовые сланцы — соответственно с хлорит-серицит-глинистыми сланцами, алевропесчаниками, гравелитами и конгломератами байконурской свиты венда. Менее определено стратиграфическое положение пачки амфиболовых сланцев и доломитовых мраморов, однако по ряду геохимических признаков (специализация в отношении Р, Мп и других элементов) она может быть сопоставлена с известковисто-глинистыми сланцами и известняками верхов коктальской свиты.

Известно, что экзотермические эффекты, соответствующие выгоранию органического вещества, смещаются на термограммах в область более высоких температур по мере повышения степени метаморфизма, причем уровень карбонатизации органического вещества зависит почти исключительно от теплового воздействия. Результаты термического анализа, проведенного Т. Н. Красавиной (ВСЕГЕИ), показали, что температура начала выгорания органического вещества колеблется для графитистых микрокварцитов в интервале 630—670, а для УКС — 500—530 °С. Таким образом, есть основания утверждать, что графитистые микрокварциты являются продуктом главным образом термальной проработки УКС.

Хотя в целом уровень метаморфизма графитистых микрокварцитов и ассоциирующих с ними пород соответствует амфиболовой фации, можно отметить некоторое увеличение степени метаморфизма к границе Майтубинского антиклинория. В этом направлении изограда амфибола сменяется зоной биотита, которая, в свою очередь, ограничивается изоградой мусковита. Указанная смена минеральных парагенезисов особенно отчетливо

фиксируется в породах, подстилающих графитистые микрокварциты, степень метаморфизма которых в зоне тектонического сопряжения Карсакапайского синклинория с Майтубинским антиклинорием достигает уровня полевошпат-роговообманковых сланцев (амфиболитов). Здесь же гораздо более значительно переработаны другие породы: порфириды рифея превращены в гнейсовидные роговики, происходит усиление кристаллобласте-за серицито-кварцитовых сланцев, переходящих в крупночешуйчатые слюдяные разности; графитистые микрокварциты перекристаллизуются с обособлением графита и кварцита в отдельные полосы, в них появляются биотит, калишпат, апатит. Последний развивается в фосфатных конкрециях. Подобная латеральная зональность, наблюдаемая на относительно коротком расстоянии (3—5 км), свидетельствует в пользу регионально-плутонического метаморфизма, парагенетически связанного с процессами гранитизации и предшествовавшего внедрению позднеордовикских гранитоидных интрузий (Кантубинского и других массивов).

Итак, геохимическая корреляция, проведенная наряду с детальным изучением минерального состава, соотношений с ассоциирующими породами и характером строения стратиграфического разреза, позволяет обосновать синхронность формирования металлоносных углеродисто-кремнистых сланцев Байконурского синклинория с графитистыми микрокварцитами Карсакапайского синклинория. Специфической особенностью Карсакапайского синклинория является рифтогенный характер его развития и связанная с этим исключительная интенсивность проявления регионально-плутонического и контактового метаморфизма, обусловленных процессами гранитизации и последующим внедрением позднеордовикских интрузий. Вследствие этого породы венд-кембрийской черносланцевой толщи, включающей отложения байконурской и коктальской свит, метаморфизованы до уровня амфиболитовой фации, тогда как уровень метаморфизма аналогичных по возрасту и составу отложений Байконурского синклинория не превышает фации зеленых сланцев.

Приведенные данные свидетельствуют о больших возможностях геохимической корреляции разрезов немых толщ даже в тех случаях, когда они существенно отличаются по уровню метаморфизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 252 с.
2. Геология СССР. Т. 20: Центральный Казахстан. Кн. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 532 с.
3. Филагова Л. И. Докембрий Улутау. М.: Изд-во МГУ, 1962. 323 с.
4. Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. — В кн.: Труды совещ. по унификации стратиграфич. схем допалеозоя и палеозоя Центрального Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, 1960, с. 5—18. (АН КазССР).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛОКИТСКОГО КОМПЛЕКСА
СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ*

По своему стратиграфическому объему вулканогенно-карбонатно-терригенный олокицкий комплекс отвечает одноименной серии раннего протерозоя Олокицкой зоны и вмещает ряд месторождений и проявлений марганцевоносных железистых кварцитов и стратиформных свинцово-цинковых руд. Породы комплекса зонально метаморфизованы, испытали неоднократные складчатые деформации, прорваны интрузиями основного и ультраосновного состава, а в зонах региональных разломов подвергнуты бластомилонитизации и диафорезу.

В региональном геохимическом плане олокицкий комплекс, по сравнению со смежными регионами, изучен весьма слабо. Опубликованные геохимические данные [3, 4] характеризуют лишь частные разрезы района Холоднинского рудного поля. Вместе с тем развитие прогнозных металлогенических исследований в Северном Прибайкалье определяет актуальность специализированных региональных геохимических работ.

В задачу данной работы входит дать геохимическую характеристику литолого-стратиграфических подразделений олокицкого комплекса, чтобы определить их индивидуальные геохимические особенности, специализацию, основные тенденции геохимической изменчивости и реконструкцию условий формирования.

Для этих целей была выбрана методика опробования и обработки исходного геохимического материала. Система целенаправленного опробования состояла в послойном отборе штучных проб с интервалом в 15—20 м по наиболее представительным разрезам вкрест простирания структур Олокицкого прогиба (рисунок). На участках контрастного переслаивания различных литологических типов пород шаг опробования уменьшается до 5—10 м, а в толщах ритмичного флишоидного строения пробы отбирались из каждого элемента ритмов с сохранением между опробуемыми ритмами интервалов в 15—20 м. Пробы анализировались приближенно-количественным и количественным спектральными методами во ВСЕГЕИ на стандартный набор малых элементов. Во всех проанализированных пробах постоянно присутствовали Ti, V, Cr, Ni, Co, Mn, Cu, Zn, Pb, Ga, Zr, Sc, Sr, Ba. Такие элементы, как Mo, Sn, Be, Ge, Nb, Li, Y, B, определены не во всех пробах. Во многих случаях концентрации этих элементов близки к порогу чувствительности анализа и поэтому из обработки они исключены.

* Авторы приносят свою благодарность Ю. К. Буркову за постоянное внимание к работе.

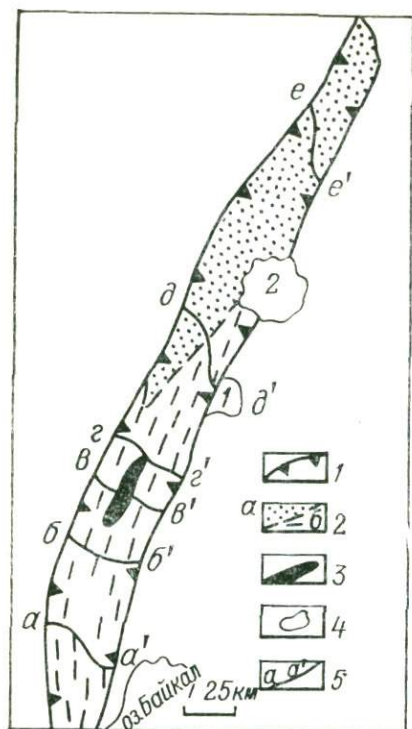


Схема геохимической зональности олоkitского комплекса по данным изученных разрезов:

1 — геолого-геофизические границы Олоkitского прогиба; 2 — геохимические зоны олоkitского комплекса: а — сидерофильного типа (бассейн реки Мамы), б — сидеро-халькофильного типа (бассейн рек Олоkitа и Тыи); 3 — довыренский базит-гипербазитовый массив; 4 — Бурлаинский (1) и Сын-нырский (2) щелочные массивы; 5 — месторождения изученных разрезов

Методика обработки первичной геохимической информации основана на предложенном ВСЕГЕИ [3] применительно к прогнозным исследованиям комплексе методов, включающих традиционную математическую статистику и анализ геохимических ассоциаций в варианте, разработанном Ю. К. Бурковым [1]. Обработка данных велась на ЭВМ ИВЦ ВСЕГЕИ по специальным программам с использованием режима «скользящее окно» при заданном окне 15 проб и шаге 5 проб. Результаты обработки содержат серию геохимических ассоциаций для каждого изученного разреза и вычисленные кларки концентраций химических элементов, отражающие их распространенность в различных типах пород и литолого-стратиграфических подразделениях олоkitского комплекса. Установленные геохимические ассоциации представлены магматогенными типами с дифференциацией элементов по свойствам их фемафильности—фельсифильности, хемогенными, с дифференциацией элементов по свойствам их инертности—подвижности в зоне гипергенеза и рядом переходных ассоциаций между этими крайними типами. В осадочных образованиях этот ряд типовых геохимических ассоциаций отражает переход в области размыва от условий механического разрушения горных пород к условиям их все более глубокого хи-

мического выветривания [1]. На этом принципе основана реконструкция палеотектонических и палеофациальных обстановок формирования осадочных и вулканогенно-осадочных толщ по данным геохимических ассоциаций [1]. Результаты обработки геохимических данных обобщены для двух основных сводных разрезов олокитского комплекса (таблица), составленных в соответствии со стратиграфической схемой, разработанной Г. В. Риле (ГИН АН СССР) и Е. Ю. Рыцком (ВСЕГЕИ).

Из таблицы видно, что метатерригенные породы комплекса отличаются в целом кларковым уровнем концентрации большинства элементов при относительно невысокой изменчивости содержания, металлинариты — повышенным уровнем, метабазальты — пониженным, метакarbonатные породы — крайне неравномерным распределением. Выявленное распределение элементов в основных литологических типах пород нарушается в зонах интенсивной мигматизации и приразломного диафтореза. Для измененных пород характерны резкие скачкообразные колебания содержания большинства элементов. На этом фоне ряд элементов обнаруживает статистически устойчивые пониженные или повышенные концентрации относительно кларкового уровня.

В терригенных породах бассейна реки Мамы (северо-восточная часть Олокитской зоны) установлены устойчиво повышенные концентрации Ti, Mn, Co (иногда — Cr, Zr, Cu) и пониженные — Sr. Для аналогичных пород бассейна рек Олокита и Тыи (юго-западная часть Олокитской зоны) на всех стратиграфических уровнях характерны устойчиво повышенные концентрации Zn, Pb (иногда — Mn, Cr, Ti, Zr) и пониженные — Ni. Таким образом, по простиранию Олокитского прогиба устанавливается качественная смена геохимических типов разреза комплекса от сидеро-халькофильного на юго-западе к сидерофильному на северо-востоке, которая сопровождается количественными изменениями в содержании ряда элементов на отдельных стратиграфических уровнях. Так, в породах тыйской свиты в направлении с юго-запада на северо-восток закономерно снижаются содержания Zn, Cu, Cr, V, Mn, Ti по простиранию краевой и Zn, Cu, Pb, V, Ni — внутренней фациальных зон, а в породах окталакитской свиты снижаются содержания Cr, Ti, Zr, Mn, Pb. Следовательно, в отмеченном направлении проявлен главный тренд геохимической изменчивости олокитского комплекса.

Геохимическая специализация олокитского комплекса соответствует его металлогеническому профилю. Максимальные концентрации цинка, свинца и марганца установлены в породах тыйской свиты, причем в краевых фациальных зонах с марганцевоносными железистыми кварцитами $Zn > Mn > Pb$, а во внутренних черносланцевых — $Pb > Zn > Mn$. Для концентраций цинка характерен еще один максимум в разрезе, приуроченный к породам асектамурской свиты. Вулканиты основного и кислого состава тыйской свиты, по сравнению с аналогичными породами

Геохимическая характеристика разреза олокитского комплекса

Свита	Порода	Кол-во проб	Распространенность химических элементов в кларках концентраций				Типовая геохимическая ассоциация
			2	2-0,9	0,9-0,5	0,5	
<i>Бассейн рек Олокита и Тья</i>							
Асектамурская	Кварциты, метаалевролиты и филлитовидные сланцы	135	Zn	Cr, Mn, V, Cu, Ti, Pb	Zr, Ga	Ni	(Ti, Pb, Zr, Zn, Ga)— ((V, Ni, Cr, Mn, Cu)); ((Ti, Zr)Pb, Zn, Ga)— (Cu, Mn, V, Ni, Cr)
Окталакитская	Метагравелиты, кварцито-песчаники, метаалевролиты	176	—	Pb, Zr, Cr, Zn, Cu, Mn, Ti, Ga	Ba, Ni, V, Co	Sr	Ti, Pb(Zr, Ga, Cr, Ba, V, Sr)—Zn(Ni, Co, Cu, Mn)
Тяйская	Внутренние фациальные зоны Олокитского прогиба: карбонатсодержащие углеродистые сланцы (верховье рек Олокит—Ондок)	106	—	Pb, Mn, Zr, Zn, Cr, Ti, Co, Ga, Cu	V, Ba	Ni	(Ti, Zr, Ga, Cr, Co, Bn)— Na, Zn, Cu, Mn, Sr; Ti(Ga, V, Cr, Zn, Cu)— Zr, Ni(Pb, Mn)
	Карбонатсодержащие углеродистые сланцы (водораздел верхнего течения рек Тяя—Холодная)	230	Pb, Zn	Zr, Mn, Ti, Cu	Cr, V, Ni, Ba	Sr, Ga	Ti(Pb, Zr, Zn, Ga)— (V, Ni, Mn, Cr); ((Ti, Zr, Ga, V, Cr, Be, Ni, Ba, Sr))Mn—((Pb, Zn, Cu)); ((Ti, Ga, Zr, Bn)V, Pb, Mn, Ba)—Cu, Zn(Ni, Cr)Sr
	Краевые фациальные зоны: метапесчаники, метаалевролиты (левый борт верховий реки Большая Чуя)	35	—	Pb, Zn, Zr, Mn	Cu, Ti, Ga, Co	Ni, Cr, V	Ti(Zr, Pb, Ga)—Cu, Zn(Mn, Co, V, Ni, Cr)
	Метапесчаники, метаалевролиты (правый борт верховий р. Абчада)	36	Zn	Mn, Pb, Cu, Ti, Cr, V, Ga	Ni, Zr	—	Ti((Pb, Zr, Ga))Zn— ((Mn, V, Ni, Cu, Cr))
	Метаэффузивы основного состава	73	—	Cr, Pb, Zn, Zr, Ga, Cu	V, Mn	Ni, Ti	Ti(Pb, Zr, Ga)—Zn, Cu, Ni, V, Mn)Cr
	Метаэффузивы кислого состава	35	Cu, Zn, Ni, Cr, Ti	V, Zr, Ga, Pb, Mn	—	—	Ti(Zr, Pb, Ga)— Cu(Zn, V, Cr, Ni, Mn)
Авкитская	Кварциты, метапесчаники, метаалевролиты, высокоглиноземистые сланцы	338	—	Mn, Zn, Cr, Zr, Ti, Co, Cu, Pb	V, Ga, Ba	Ni, Sr	((Ti, Zr, Cr, Ga, V, Ni)— ((Pb, Cu, Mn)); ((Ti, Cr, Ga, V, Ni, Zn, Cu))—Pb, Zr, Mn; (Ti, Zr)(Ga, V, Cr, Mn)— Ni, Zn, Cu, Pb
Иловирьская	Метатуфопесчаники, туфосланцы	116	—	Mn, Ti, Pb, Cu, Zn, Cr, V, Zr, Ga, Co	Ni	—	Ti((Pb, Zr, Nb, Mo, Ga))Cu—(Zn, V, Mn, Ni, Co, Cr)

Свита	Порода	Кол-во проб	Распространенность химических элементов в кларках концентраций				Типовая химическая ассоциация
			2	2—0,9	0,9—0,5	0,5	
Иловирьская	Метаэффузивы основного состава	30	Zr	Pb, Ga, Cu, V	Mn, Zn, Cr	Ni, Ti	Ti(Pb, Ga, Zr)Zn—(Cu, Ni, V, Mn, Cr)
	Метаэффузивы кислого состава	30	Pb, Ni, Ti, Zr, Cu, Mo	Cr, V, Mn, Co, Ga, Zn	—	—	Ti((Zr, Pb, Be, Nb, Ga))—Ba, Cu((V, Zn, Mn, Co, Ni, Cr))
<i>Бассейн реки Мамы</i>							
Довгакитская	Метаморфизованные песчаные известняки	31	Co	Mn, Sr, Pb, Ti, Mo	Ba	Cr, Ga, Zr, Cu, Ni, V	(Ti, Zr, Cr, Ga, Ni, V, Cu)Zn—((Mn, Ba, (Pb, Sr))
	Металлевролиты	33	Ti	Cr, Cu, Co, Zr, Mn, Zn, Pb, Ga	Ba, Ni, V, Mo	Sr	
	Метапесчаники	31	—	Ti, Co, Pb, Sr, Zr, Mn, Cu	Cr, Ba, Zn, Mo	Ga, V, Ni	
	В целом по свите	95	Co	Ti, Pb, Mn, Sr, Zr, Cu, Cr	Ba, Zn, Mo, Ga	V, Ni	
Грамдаканская (верхняя подсвита)	Филлитовидные сланцы, металлевролиты	41	Mn, Ti	Cr, Co, V, Cu, Pb, Zr, Zn	Ba, Ga, Ni, Mo	Sr	((Ti, Zr, Cr, Ga, V, Zn, Ni))—Pb, Cu, Co, Ba((Mn, Sr))
	Метапесчаники	41	Ti	Co, Cu, Mn, Pb, V, Zr, Zn, Ga	Cr, Ba, Ni, Mo	Sr	(Ti, Cu)((Ni, Cr, Mn))Zn, V—Ga, Pb((Zr, Sr, Ba))
	В целом по свите	181	Mn	Ti, Cu, Co, Cr, V, Zn, Zr, Pb	Ba, Ga, Mo, Ni	Sr	
Грамдаканская (нижняя подсвита)	Полимиктовые конгломераты	43	—	Mn, Ti, Cr, Co, Cu, V, Mo	Zn, Ni, Zr	Ba, Sr, Pb, Ga	((Ti, Co, Ni, Cr))V, Cu, Zn, Ga—(Sr, Mn, Zr, Pb, Ba)
Тёссинская	Метапесчаники, металлевролиты	89	—	Mn, Cu, Sr, Co, Mo, Ti	Ba, Cr, Pb, V, Zn, Ni	Ga, Zr	((Ti, Zr, Cr, Ga)V, Ni, Zn, Cu)—(Mn, Ba, Pb((Sr)); ((Ti, Ga, V, Zn, Mn, Cr, Ni))—(Pb, Zr, Ba, Sr)
Якдакарская	Метапесчаники, филлитовидные сланцы	32	Ti, Mn	Co, Cr, Mo, Cu, V	Zn, Ni, Zr, Pb, Ba	Ga, Sr	(Ti, Ga, Zn, Ni, Cu, V)—(Pb, Cr, Ba, Zr(Mn, Sr)

других частей разреза, также заметно обогащены цинком, свинцом и марганцем, что позволяет выделить толщу тыйской свиты в целом в качестве рудоносного уровня.

Геохимическая специализация обусловлена, по всей видимости, различными причинами. Одна из них состоит в привносе ряда химических элементов вместе с обломочным материалом из областей размыва с интенсивным химическим выветриванием. Вместе с тем, особенности распределения элементов и совпадение вектора главного тренда геохимической изменчивости олокинского комплекса с направлением уменьшения роли вулканогенных пород по простиранию зоны свидетельствуют о тесных связях повышенных концентраций элементов, и в том числе рудных, с процессами вулканизма и поствулканической гидротермальной деятельности. Это дает возможность ограничить площадь развития потенциально рудоносных отложений тыйской свиты геохимической зоной сидеро-халькофильного типа в бассейне рек Олокита и Тый.

Привлечение данных по ассоциациям химических элементов позволяет выявить геохимическую индивидуальность каждого литолого-стратиграфического подразделения олокинского комплекса и наметить условия их формирования.

Большинство вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород иловирьской свиты характеризуется однотипными ассоциациями магматогенного типа, иногда с аномальным поведением Ti и Zr. Только в метатуфоконгломератах при общем разделении элементов в ассоциациях на фема- и фельсифильные группы проявлена тенденция к образованию обычного ряда подвижности. В зонах повышенного метаморфизма и мигматизации породы свиты приобретают смешанные ассоциации, в которых иногда устанавливается магматогенный фон.

Высокоглиноземистые сланцы, кварциты и метапесчанники авкинской и якадарской свит характеризуются ассоциациями хемогенного и переходного к нему типов. Выявлены специфические ассоциации с аномально инертным Mn, иногда Cu, и аномально подвижными Ni, Cr, V, Zr и реже Zr.

Для отложений тыйской и тесинской свит характерен полный набор типов геохимических ассоциаций. В породах с магматогенными ассоциациями нередко проявлена тенденция объединения Ti, Zr, Mn с фельсифилами и некоторое расчленение группы фемафилов на Ni, Cr и V, Zr, Cu. Хемогенные ассоциации неустойчивы — в группу подвижных элементов входят то Ni, то V, Cr, Zr, а Pb чаще занимает инертную позицию. В разрезах краевых фациальных зон тыйской свиты доминируют магматогенные типы ассоциаций, сменяющиеся во внутренних фациальных зонах контрастным чередованием магматогенных и хемогенных типов с увеличением доли последних к кровле разреза. В частности, в разрезе рудовмещающей толщи Холоднинского месторождения установлены два геохимических ритма с постепенной

сменной зоны развития магматогенных ассоциаций, в пределах которых находятся промышленные колчеданно-полиметаллические руды, зоной с хемогенными ассоциациями. Таким образом, как марганцевоносные железистые кварциты, так и колчеданно-полиметаллические руды олокитского комплекса связаны с геохимическими зонами развития магматогенных типов ассоциаций в пределах тыйского рудоносного уровня. При более детальном изучении этих геохимических зон в пределах Холоднинского месторождения, выявлены специфические ассоциации, в которых элементы дифференцированы на две группы. В одну входят только рудные элементы (Pb, Zn, Cu), а в другую — все остальные. Такие ассоциации не интерпретируются с позиций «магматогенности-хемогенности» и фиксируют зоны интенсивного проявления «рудного» гидротермально-осадочного процесса, ведущего к полной перестройке геохимической системы породы, являясь тем самым прямым геохимическим признаком стратиформных колчеданно-полиметаллических руд.

Геохимические ассоциации окталакитской и грамдаканской свит отличаются неустойчивостью в разрезе и по латерали с преобладанием переходных и хемогенных типов. В последних вместе с подвижными элементами нередко фиксируется Ni, а Pb объединяется с инертными элементами.

Большая часть разреза асектамурской свиты имеет магматогенные ассоциации с аномальными Ti и Zn. Резко подчинены горизонты со смешанными ассоциациями, в которых с трудом восстанавливается хемогенный фон.

Итак, в породах литолого-стратиграфических подразделений олокитского комплекса представлен полный ряд геохимических ассоциаций от магматогенных типов до хемогенных, что свидетельствует о значительной изменчивости условий их формирования. По распространению типов ассоциаций в разрезе отчетливо обособляются три части. Нижняя представлена вулканогенно-обломочной толщей иловирьской свиты с различными ассоциациями магматогенного типа. Средняя часть разреза объединяет вулканогенно-осадочные толщи авкитской, тыйской и окталакитской свит с широким развитием хемогенных и переходных к ним типов ассоциаций сравнительно с магматогенными. Верхняя часть разреза включает осадочно-вулканогенные толщи асектамурской и сыннырской свит с преимущественным развитием магматогенных ассоциаций.

Одна из наиболее резких границ в геохимическом разрезе приходится на подошву авкитской свиты. Являясь литологическим и стратиграфическим аналогом хорошо известных пурпольской свиты Патомского нагорья и чукинской свиты Мамско-Чуйского района, отложения авкитской свиты знаменуют начало крупного этапа в тектоническом развитии региона. Полученные результаты свидетельствуют о том, что на этом этапе главное значение в литолого-геохимической дифференциации разреза

имело взаимодействие двух палеотектонических факторов. Первый определялся постоянным привнесом в Олоkitский палео-прогиб обломочных продуктов размыва коры глубокого химического выветривания в области питания. Второй фактор связан с эволюцией тектонической активности в зоне Олоkitского палео-прогиба, ограниченного глубинными разломами. Его отражением являлся основной вулканизм, усиление темпов тектонических движений с образованием некомпенсированных палео-депрессий и ростом внутренних палеоподнятий, которые служили источником полимиктового обломочного материала. Действие этого фактора носило периодичный характер с максимумом в тыйское время. Именно к этому периоду приурочено формирование стратиформных месторождений марганецсодержащих железистых кварцитов и колчеданно-полиметаллических руд. Новое усиление тектонической активности сопровождало образование толщ верхней части разреза олоkitского комплекса, причем, судя по характеру ассоциаций, вулканизм играл определенную роль и в формировании повышенных концентраций глинозема в породах асектамурской свиты.

Результаты геохимического изучения разреза олоkitского комплекса позволяют подчеркнуть следующие основные положения:

1. Олоkitский комплекс докембрия Северного Прибайкалья относится к сидеро-халькофильному геохимическому типу, совпадающему с его металлогеническим профилем и с главным трендом геохимической изменчивости по простиранию Олоkitской зоны.

2. Геохимическая индивидуальность литолого-стратиграфических подразделений комплекса слабо выражена в концентрациях химических элементов, но отчетливо проявлена в геохимических ассоциациях. Месторождения и рудопроявления железистых кварцитов и колчеданно-полиметаллических руд контролируются геохимически обособленными в разрезе олоkitского комплекса образованиями тыйской свиты с наиболее высокими концентрациями свинца, цинка и марганца во всех литологических типах пород. Это является основанием выделения тыйского регионального рудоносного уровня в пределах Олоkitской зоны. Площадь распространения пород рудоносного уровня совпадает с геохимической зоной сидеро-халькофильного типа. Наиболее перспективные участки в составе самого уровня определяются зонами развития геохимических ассоциаций магматогенного типа.

3. Главными палеотектоническими факторами литолого-геохимической дифференциации разреза олоkitского комплекса являлись устойчивое поступление в прогиб обломочных продуктов размыва коры химического выветривания и периодическая тектоническая активность зоны осадконакопления, обусловившая проявление основного вулканизма и рудогенеза, формирование

палеодепрессий и внутренних поднятий, являвшихся источником полимиктового обломочного материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурков Ю. К. Определение условий формирования метаморфизованных осадочных образований путем изучения ассоциаций и рядов подвижности химических элементов. — В кн.: Методич. указания по геологич. съемке м-ба 1:50 000. Вып. 4. Л., 1972, с. 252—261.
2. Мануйлова М. М., Зарубин В. В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: 1981. 88 с.
3. Певзнер В. С., Бурков Ю. К. Система обработки геохимической информации с целью прогноза месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1976. 20 с.
4. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья / Э. Г. Диستانов, К. Р. Ковалева, Р. С. Тарасова и др. Новосибирск: 1982. 206 с.

УДК 550.4:551.73(571.5)

В. С. Певзнер, А. Б. Гуревич

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Верхний палеозой севера Сибирской платформы представлен двумя формационными типами отложений: угленосным и терригенным сероцветным. Угленосная формация (C_2 — P_2) развита в междуречье Котуй—Анабар, залегает на размытой поверхности карбонатов нижнего и верхнего палеозоя и перекрыта осадочно-вулканогенным триасом, реже терригенными отложениями юры—мела. Формация представлена ритмическим чередованием песчаников (от 20 до 70 %), алевролитов (20—60 %), аргиллитов (5—10 %) с пластами бурых и каменных углей. В разрезе угленосной формации выделяются ритмы трех порядков: семь-десять ритмов второго и три-четыре ритма третьего порядка (макроритмы), а вся угленосная формация — ритм четвертого порядка (мегаритмы мощностью до 400 м) [4].

Отдельные горизонты охарактеризованы морской и пресноводной фауной. Осадки верхнего палеозоя отлагались в мелководных (типа ваттов) бассейнах, сменявшихся во времени обстановками лагуны переменной солености.

В восточном и северном направлениях угленосная формация замещается разновозрастной терригенной сероцветной прибрежно-морской формацией, изученной по скважинам и естественным выходам в междуречье Буур—Оленек. Формацию слагают в основном песчаники мелкозернистые (70 %) с прослоями алевролитов и аргиллитов, в основании — пропластки угля. Песчаники насыщены твердыми битумами. Для этой формации характерна также разнопорядковая ритмичность в строении разреза. Общая мощность до 250 м.

Геохимическая характеристика верхнекарбово —

Возраст, место нахождение	Распространенность в кларках			
	бо- лее 5	5—2	2—0,9	0,9—0,5
С ₃ , р. Котуй		Ba	Ti, Zr, Mn , Mo, Sr, Cu, Y, Sc	Co, Pb, Cr, Ni
P ₁ , р. Котуй		Ti, Cu, Zr, Mo	Ba, Y, Sc, Co, Sr, Pb, V	Mn , Ni, Ga, Zn, Cr
P ₁ , р. Анабар	Mn	Zr, Sc	Sr, Ba, Cu, Co, Mo	Y, Ti, Pb
P ₁ , р. Оленек		Mo, Mn	Cu, Ti, Zr, Co, Sr, Ba, Sc, Pb	Ni, Cr, Ga, Zn
P ₁ , р. Уджа	Mo	Mn	Pb, Ni, Ba, Y, Sc, Sr, Zr, Zn, Co, Cu	Ti , V, Cr
P ₂ , р. Оленек		Mo	Mn, Cu, Ti, Ba, Sr, Zr	Sc, Co, Pb, V, Ni, Ga
P ₂ ¹ , р. Котуй		Mo, Zr, Cu	Sr, Ti, Pb, Ba, Y, Sc, Co, Zn, Mn	Cr, Ni, V, Ga
P ₂ ¹ , р. Анабар		Mn , Mo, Zr	Y, Co, Sr, Sc, Ba, Pb, Ni, Ti, Cu	Zn
P ₂ ² , р. Анабар	V	Zr, Sr	Mo, Ti, Y, Co, Mn , Sc, Ba, Cu, Pb	Ni, Ga, Zn, Cr
P ₂ ² , р. Котуй	Mn	Mo	Zr, Ti, Cu, Co, Ba, Y, Sc, Pb	Ni, Zn, Ga, Sr, V, Cr

Примечание: 1. Полужирным шрифтом выделены элементы с высо Л — литофильный, С — сидерофильный, ХЛ — халько-литофильный, ЛС — сидеро-литофильный (цифры — уровень концентрации: 2 — кларковый, 3 — сульфатный, БСФ — бессульфатный).

Обе формации обладают полимиктовым составом. В песчаниках обломки пород составляют от 25 до 80 %; зерна минералов представлены кварцем (10—60 %), полевыми шпатами (10—40 %), мусковитом, биотитом, хлоритом (до 5 %). В Анабарском и Оленекском разрезах присутствует глауконит. Отношение устойчивых и неустойчивых к выветриванию минералов колеблется в широких пределах от 0,2 до 20. Цемент представлен гидрослюдой с примесью монтмориллонита, а в самых верхах угленосной формации — каолинита. В терригенной сероцветной формации интенсивно развит вторичный каолинит. В верхних горизонтах угленосной формации присутствует туфогенный материал.

Угленосная формация содержит пять конкреционных горизонтов (снизу вверх): сульфидно-известковый, сульфидно-магнезиально-известковый, сульфидно-марганцево-железистый, железисто-карбонатный, магнезиально-железисто-известковый. В сероцветной формации в составе конкреций преобладает карбонат кальция.

пермских отложений севера Сибирской платформы

концентрации	Геохимические ассоциации и подвижность (→)	Геохимический тип
менее 0,5		
Zn, V, Ga	((Cu, Mo, Cr, Ni)(Zn, Co)(Ti, Zr, Y, Ga, Sc, V, Pb)→(Ba, Sr, Mn) ((Zn, Co, Ni, Mo)(Cr, Ti, Pb, Ga, Zr, V)Sc)Cu→(Y, Sr, Ba)Mn	Л ₂ , Хм, БСф ХЛ ₃ , ЭХм, БСф
Cr, Ni, V, Ga, Zn, V, Y	Ga(Zn(Cu, Ti, Pb, Cr)Ni)→(Co, Mo)((V, Zr, Y, Sc, Sr)Ba, Mn) ((Ni, Cu, Mo, Cr)(Ga, V, Ti, Pb)Zn, Co)→ →Zr(Sr, Sc, Y, Mn, Ba)	ЛС ₃ , ЭХм, БСф С ₃ , ЭМХм, БСф
Ga	((Mn, Ni, Co, Ga, Pb)(Ti, Zr, Cr)Zn, Cu→ →V(Y(Ba, Sc, Mn)Sr)	С ₃ , ХмЭ, БСф
Zn, Cr, Y	((Zn, Cu, V, Ti, Zr, Ga, Cr, Mo)Pb, Sc)Co→ →Y(Sr, Mn, Ba) Mn((Cu, Ba, Sr)(Zr, Sc)Y, Ti, Co)→(Mo, Ni, Pb)((V, Ga)Cr, Zn)	СХЛ ₂ , Хм, БСф ХЛ ₃ , ЭХм, Сф
Ga, V, Cr	((Ga, V, Ti)Sr, Ba(Y, Zr)Sc, Cr)Cu, Zn→ →((Pb, Ti)Mo, Co, Mn) ((Pb, Ti)(Zn, Cu)Ga)Mo→Mn((Ni, Co, V, Cr, Zr, Y, Sc, Sr)Ba) (V, Ga, Pb, Zn)Cr, Ti, Cu, Zr, Ni)Mo, Y→ →(Sr, Ba, Co, Mn)	СЛ ₃ , ЭХм, Сф ЛС ₃ , ЭМХм, БСф ЛС ₃ , Хм, БСф

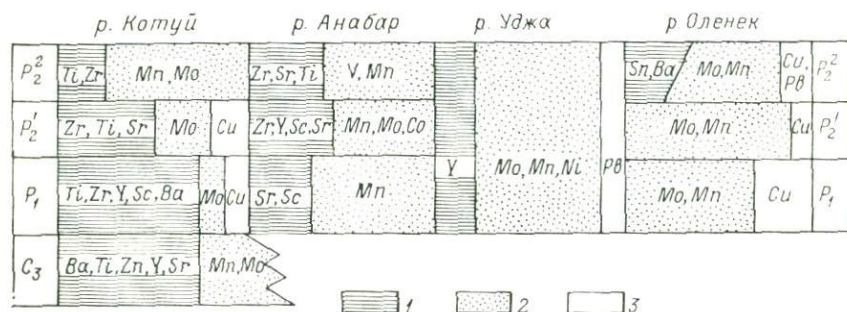
кими (около 90 % и более) вариациями содержаний; 2. Геохимический тип. лито-сидерофильный, СХЛ — сидеро-халько-литофильный (смешанный), СЛ — выше кларка); Хм — хемогенный, Э — эндогенный, М — механогенный, Сф —

В основу изучения геохимических разрезов угленосной и терригенной сероцветной формаций взяты послойно опробованные разрезы в бассейнах рек Котуй, Оленек, Уджа, Анабар. Более 500 штучных проб изучены спектроскопически на приборе УСА-6 Н. П. Баландиной (ВСЕГЕИ). Достоверность и надежность полученной информации подтверждены двойной съемкой, количественными спектральными анализами, выполненными в ИМГРЭ А. А. Гусельниковым (62 пробы), а по отдельным элементам — количественными фотометрическими исследованиями Н. Ю. Бунаковой, И. А. Столяровой и Л. И. Русановой (ВСЕГЕИ). Математическая обработка аналитических данных проведена также во ВСЕГЕИ на ЭВМ по программам «Статистика» и «Многократная корреляция».

Из проанализированных 25 химических элементов 100 %-ная встречаемость характерна для 16 элементов. Ведущие геохимические характеристики [2] последних приведены в таблице.

По распространенности отдельных элементов в количественном отношении заметно выделяются верхнекарбонные отложе-

ния из бассейна р. Котуй (по Ва), нижней перми — с р. Котуй (по Ti) и р. Анабар (Mn, Zr, Sc), перми — с р. Уджа (Mo, Ni, Pb), верхов верхней перми — с рек Анабар (V) и Котуй (Mn). Отложения верхнего карбона отличается от прочих резкое преобладание в ассоциации элементов-литофилов (Ba, Ti, Zr, Y, Sr). Вклад ведущих (по тенденции к концентрации) элементов-лито-



Сопоставление разрезов угленосной формации по ведущим элементам геохимических ассоциаций (сост. В. С. Певзнер):

1 — литофилы; 2 — сидерофилы; 3 — халькофилы

филов превышает 75 %, остальные 25 % принадлежат Mn и Mo (по А. А. Смыслову [3] — сидерофилы) (рисунок). Таким образом, верхнекарбоновые отложения по признаку распространенности элементов заметно отличаются от пермских.

Нижнепермские отложения с р. Анабар содержат пять элементов в типе стабильном и один (Mn) в типе концентрации, т. е. в типе рассеяния около 45 % элементов со 100 %-ной встречаемостью. Такие же соотношения наблюдаются в большинстве изученных разрезов перми. Самые верхние горизонты перми (P_2^2) с р. Анабар характеризует более резкое преобладание элементов на кларковом уровне: более 60 %. Последнее свидетельствует об общей эволюционной тенденции к гомогенизации. Правда, в разрезах с р. Оленек эта зависимость несколько сглажена: по четыре элемента в типах рассеяния и концентрации.

В разрезах верхней перми с р. Котуй можно увидеть обратные соотношения: от гомогенизации (P_2^1) к рассеянию (P_2^2). Вероятно, подобная тенденция связана с усилением влияния на формирование пород эндогенного фактора [1, 5].

Представляют несомненный интерес сведения о равномерности-неравномерности распределения элементов в изученных разрезах. Так, наибольшее число элементов с самыми высокими (100 % и более) вариациями содержаний, т. е. неравномерным распределением, наблюдается в отложения P_2^1 с р. Анабар — девять элементов. В остальных разрезах число элементов с неравномерным распределением обычно не превышает два—три. Среди последних присутствует Mn и Sr, а в разрезах с рек Оле-

нек и Анабар — V. Такие факты свидетельствуют о значительном перераспределении Mn, Sr и V в пермских отложениях под влиянием гидрогенного, гидротермального и других эпигенетических факторов.

Существенную информацию об условиях образования дают геохимические ассоциации (см. таблицу), геологическая интерпретация которых проведена по двум направлениям: подвижность химических элементов в условиях гипергенеза и распространенность элементов в ведущих образованиях литосферы [1, 2, 5]. Ниже приведена краткая характеристика ассоциаций.

1. С₃, р. Котуй. Ассоциации свидетельствуют о глубоком химическом выветривании в областях питания. Высокая подвижность характеризует нехватку сульфатного иона в бассейне осадконакопления.

2. P₁, р. Котуй. Глубокое химическое выветривание в областях сноса; заметно сильное влияние эндогенного фактора; по-прежнему нехватка сульфатного иона в бассейне седиментации. Подвижность Си и Mn позволяет сделать предположение об аридизации климата в век осадконакопления.

3. P₁¹, р. Котуй. Судя по потере подвижности Ва, это морские отложения. Наличие Ga и элементов группы Fe в числе подвижных (правая ассоциация) свидетельствует о слабом и неглубоком выветривании на континенте. Положение Mn указывает на заметное влияние эпигенетических процессов.

4. P₂², р. Котуй. Явное влияние процессов глубокого химического выветривания. Положение Mo и Y свидетельствует об эпигенетических преобразованиях.

5. P₁, р. Анабар. Нормальный для гипергенеза ряд подвижности при заметном преобладании (70—80 %) роли эндогенного фактора. Видны (см. в таблице данные по Mn) признаки аридизации.

6. P₂¹, р. Анабар. Морские образования. Близки с одновозрастными отложениями из разреза по р. Котуй.

7. P₂², р. Анабар. Сильно опресненный (возможно, пресноводный) бассейн осадконакопления. Заметно влияние эндогенного фактора и эпигенетических процессов.

8. P₁, р. Оленек. Механическое разрушение в областях сноса преобдало над химическим выветриванием. Заметно влияние эндогенного и механического факторов.

9. P₂, р. Оленек. Судя по положению в ассоциации элементов-гемеофилов (Ti, Zr, Ga), можно предположить существование обстановки глубокого химического выветривания в областях питания. Ряд подвижности — типичный для гипергенеза. Заметны признаки эпигенетических преобразований.

Таким образом, нижнепермские отложения отличает от вышележащих большое влияние эндогенного фактора на их образование. Кроме того, в нижней перми заметны (по сравнению с С₃ и P₂) признаки аридизации. По признаку сульфатности (близкий к нормальной солености морской бассейн) выделяются отложения P₂¹; по условиям осадконакопления они соответствуют нормальному морскому бассейну. (Этот вывод несколько противоречит находкам опресненной морской фауны).

Среди элементов геохимической специализации постоянно присутствуют Mn и Mo, реже халькофилы Си и Zn. Четкую возрастную (P₂²) и географическую (р. Анабар) привязку имеют повышенные содержания V, приуроченные (как и Ge) преимущественно к углесодержащим толщам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Певзнер В. С. Геохимический разрез чехла Сибирской платформы. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М., Наука, 1983, с. 56—62.
2. Певзнер В. С., Бурков Ю. К. Система обработки геохимической информации с целью прогноза месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1976. 20 с.
3. Смыслов А. А. Геохимические эпохи и провинции и их металлогеническая специализация. — В кн.: Проблемы геохимии. Л., Недра, 1975, с. 5—19.
4. Стратиграфия верхнепалеозойских угленосных отложений северо-восточной части Тунгусского бассейна / А. Б. Гуревич и др. — Сов. геология, 1984, № 5, с. 61—71.
5. Эволюция геохимических признаков и периодизация докембрия / В. А. Рудник и др. — В кн.: Проблемы времени в геологии. Владивосток, 1979, с. 124—148.

УДК 550.4:552.573/576(571.1)

В. М. Богомазов, С. В. Щербакова

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ СИНОНИМИКИ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ КУЗБАССА

К настоящему времени накоплен значительный материал по распределению редких и рассеянных элементов в породах и каменных углях, слагающих верхнепалеозойскую угленосную формацию Кузнецкого бассейна, которая, считая снизу, расчленяется на балахонскую (C_2-P_1) и кольчугинскую (P_2) серии. Однако полученные данные надлежащим образом не обработаны и не сведены в геохимические разрезы. Это затрудняет выявление геохимической зональности и решение ряда прикладных задач, связанных, в частности, с корреляцией разрезов и синонимикой угольных пластов.

Учитывая вышесказанное, в 1980—1983 гг. в бассейне были поставлены специальные тематические работы по детальному изучению угольных пластов кольчугинской серии в Ленинском (пласты Поленовский, Майеровский, Емельяновский, Толмачевский, Бревевский, Дягилевский, Байкаимский, Надбайкаимский, Спутник, Польшаевские I и 2, Инские I и 3, Несложный, Красноорловский, Красногорский, Колмогоровский-Шурфовой, Сычевские I и III, Поджуринские I и V, Журинский и Наджуринский II) и Ерунаковском (пласты 6 и Караканские I и 2) районах. В процессе этих работ было составлено и проанализировано более пятидесяти геохимических разрезов угольных пластов.

В методическом отношении исследования были ориентированы на установление степени устойчивости и характера изменчивости геохимических параметров углей в разрезе и на площади, на близких, средних и дальних расстояниях, в пределах районов с неодинаковым геологическим строением. Поэтому предусмат-

ривалось изучение одноименных пластов по нескольким пересечениям в четырех тектонических блоках: Ленинском (Ленинское месторождение — шахты им. Кирова и 7-го Ноября, Комсомолец, Подысаевская, Октябрьская, Кузнецкая), Егозово-Красноярском (Егозово-Красноярское месторождение — шахты Кольчугинская, им. Ярославского), Грамотеинском (Грамотеинское и Моховское месторождения — Колмогоровский и Моховский углеразрезы) и Уропском (Уропский и Караканский углеразрезы).

Для выяснения характера распределения редких и рассеянных элементов в угольных пластах были использованы результаты приближенно-количественного спектрального анализа по-слойно отобранных проб озоленного угля. Из 26 элементов, зарегистрированных в указанных пробах, 100 %-ной встречаемостью характеризуются только 18 (Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Mn, Ti, Zr, Mo, V, Ga, Y, Yb, Sr, Ba, Cr, Be, Sc). Такие элементы, как P, Ag, Ge, Li, наблюдаются не везде и редко дают содержания, превышающие кларковые. Отдельные элементы, например As и Sb, отмечаются лишь в нескольких пробах, где их концентрации значительно больше кларковых.

Обработка геохимической информации проводилась в соответствии с общепринятыми правилами с использованием методических рекомендаций В. С. Певзнера [2], а также результатов геохимического изучения отложений кольчугинской серии Караканского месторождения, выполненного Ю. К. Бурковым и С. В. Щербаковой [1].

Вначале была оценена распространенность элементов в углях каждого пласта путем подсчета отношений их средних содержаний к кларкам по А. П. Виноградову. Это позволило разделить элементы по кларкам концентрации на четыре уровня накопления: четвертый и третий уровни — соответственно более 5 и 5—2, второй (кларковый) — 2—0,9 и третий (рассеяния) — менее 0,9. Элементы с содержаниями, близкими кларковому, были применены для определения степени гомогенизации. Ряды элементов с максимальными кларками концентраций (четвертый и третий уровни накопления) использовались для выделения ведущих геохимических ассоциаций. В зависимости от характера элементов, входящих в состав этих ассоциаций, устанавливается тип геохимической специализации, который может варьировать в широких пределах от литофильного L_3 и L_4 до лито-сидерофильного LS_4 и лито-халькофильного LX_4 (цифра обозначает уровень накопления).

Кроме того, были подсчитаны отношения средних содержаний некоторых пар элементов (V и Cu, Zn и Pb, Ni и Co, Ba и Sr), имеющих коррелятивное значение.

Изложение геохимических данных приводится по отдельным месторождениям, включая Ленинское, Егозово-Красноярское, Моховское, Колмогоровское, Уропское и Караканское. Затем

рассматриваются поведение геохимических параметров в разрезе и на площади и полученные выводы.

Ленинское месторождение. На Ленинском месторождении геохимические разрезы угольных пластов изучались в эксплуатационных выработках шести шахт. На шахте им. Кирова исследовалась нижняя группа рабочих пластов, начиная от Поленовского (внизу) и кончая Дягилевским. Типы геохимической специализации и наборы ведущих элементов распределялись в них по пластам следующим образом:

Поленовский	халько-литофильный ХЛ ₄ (Sr, Ba, Ge, Yb, Mo);
Майеровский	лито-халькофильный ЛХ ₄ (As, Ba, Yb, Mo, Sr, Zп);
Емельяновский Толмачевский и Бреевский	халько-литофильный ХЛ ₄ (Yb, Mo, Ba, Ge); литофильный Л ₄ (Mo, Yb, Ba, Sr);
Дягилевский	халько-литофильный ХЛ ₄ (Yb, Mo, Ba, Sb, Zп, Sr).

По степени гомогенизации (54—67 %) рассматриваемые пласты близки друг другу.

На расположенной южнее шахте Комсомолец пласты Емельяновский, Толмачевский и Бреевский относятся к сидеро-литофильному СЛ₄ (Yb, Ba, Mo, Co, Sr), халько-литофильному ХЛ₄ (Mo, Ge, Ba, Yb, As, Sr) и литофильному Л₄ (Mo, Ba, Yb) типам, соответственно. Они отличаются более широким диапазоном изменения степени гомогенизации (43—72 %). В целом в них по-прежнему чувствуется сдвиг в сторону литофильности за счет постоянного присутствия в ведущих ассоциациях Yb, Ba, Sr. В некоторых пластах продолжают встречаться отдельные халькофильные элементы.

Эта же группа пластов, включая вышележащие пласты Байкаимский и Надбайкаимский, была детально описана на шахте Польшаевская. В пластах были выявлены следующие типы геохимической специализации:

Емельяновский и Толмачевский	литофильный Л ₄ (Ba, Sr, Yb) и (Mo, Yb, Ba);
Бреевский	халько-литофильный ХЛ ₄ (Mo, Yb, As, Ba);
Байкаимский	литофильный Л ₄ (Yb, Ba);
Надбайкаимский	смешанный Н ₃ (Yb, Ba, Mo, Pb, Co, Sr, Be, Ge).

Продолжает сохраняться сдвиг в сторону литофильности (Yb, Ba, Sr, Zг). В качестве носителей халькофильных свойств выступают главным образом As и Pb, а сидерофильных — Co. По степени гомогенизации выделяется пласт Байкаимский (15 %). Для остальных пластов ее значения варьируют в пределах от 50 до 65 %.

Вышележащая группа пластов исследовалась на шахтах Октябрьская и Кузнецкая. На шахте Октябрьская пласты по типам геохимической специализации распределялись так:

Байкаимский	литофильный Л ₄ (Yb, Ba, Mo, Sr);
Надбайкаимский и Польшаевский 1	халько-литофильный ХЛ ₄ (Ba, Yb, Sr, Mo, Ge) и (Mo, Yb, Ge, Ba, As, Sr);
Польшаевский 2	литофильный Л ₄ (Mo, Yb, Ba);
Инский 1	халько-литофильный ХЛ ₄ (As, Yb, Mo, Ba, Sr);
Инский 3 и Красноорловский	литофильный Л ₄ (Mo, Ba, Yb, Sr) и (Yb, Ba, Sr, Mo, Zr).

Халькофильность обусловлена присутствием As и Ge. Однако последние, как и сидерофильные элементы, играют подчиненную роль. Степень гомогенизации меняется от 50 до 65 %, исключая пласт Байкаимский, где она снижается до 15 %.

На шахте Кузнецкая были изучены пласты, начиная от Польшаевского 2 и кончая Красноорловским. Установлены следующие типы геохимической специализации по пластам:

Польшаевский 2	литофильный Л ₄ (Yb, Ba);
Инский 1	сидеро-литофильный СЛ ₄ (Zr, Sr, Ba, Mo, Y, P);
Инский 3	литофильный Л ₄ (Yb, Ba);
Несложный	сидеро-литофильный СЛ ₃ (Yb, Co, Sr, Mo);
Красноорловский	литофильный Л ₃ (Mo, Yb, Sr, Ba).

Степень гомогенизации колеблется от 31 до 54 %.

В шахте им. 7-го Ноября изучен только пласт Польшаевский 2, который характеризуется литофильным Л₄ (Mo, Yb) типом специализации и средней степенью гомогенизации (55 %).

В целом в угольных пластах Ленинского месторождения преобладают элементы с литофильными свойствами (Yb, Ba, Sr, Zr). Халькофильные элементы (As, Zn, Pb, Sb, Ge) имеют подчиненное значение. Они тяготеют к нижней группе пластов (Майеровский, Емельяновский, Толмачевский, Бреевский, Дягилевский), хотя встречаются и в верхней (Польшаевский 1 и Инский 1). Сидерофилы (Co, Mo) встречаются редко. В составе ведущих ассоциаций они наблюдаются в пластах Емельяновском, Инском 1 и Несложном. Максимальная склонность к рассеянию элементов свойственна углям пластов Байкаимского, Польшаевского 2, Несложного и Красноорловского, степень гомогенизации которых составляет 31—35 %.

Во многих пластах происходит закономерное изменение геохимической специализации и состава ведущих ассоциаций по латерали в направлении с севера на юг:

Емельяновский	XЛ ₄ , Yb—Mo—Ba—Ge (шахта им. Кирова)→СЛ ₄ , Yb—Ba—Mo—Co—Sr (шахта Комсомолец)→Л ₄ , Ba—Sr—Yb (шахта Польшаевская);
Толмачевский	Л ₄ , Mo—Yb—Ba—Sr (шахта им. Кирова)→XЛ ₄ , Mo—Ge—Ba—Yb—As—Sr (шахта Комсомолец)→Л ₄ , Mo—Yb—Ba (шахта Польшаевская);
Надбайкаимский	Н ₃ , Yb—Ba—Mo—Pb—Co—Sr—Be—Ge (шахта Польшаевская)→XЛ ₄ , Ba—Yb—Sr—Mo—Ge (шахта Октябрьская);
Инский 1	XЛ ₄ , As—Yb—Mo—Pb—Sr—Ba (шахта Октябрьская)→СЛ ₄ , Zr—Sr—Ba—Mo—Y—P (шахта Кузнецкая).

Некоторые пласты (например, Байкаимский, Польшаевский 2, Инский 3 и Красноорловский) сохраняют на площади постоянный тип специализации (Л₄, Л₃).

Параэлементные отношения обычно испытывают значительные колебания в разрезе (V/Cu — от 0,6 до 2,9; Zn/Pb — от 1,5 до 7,1; Ni/Co — от 0,4 до 5,3; Ba/Sr — от 0,9 до 6,6). В горизонтальном направлении они нередко сохраняют относительную стабильность. Подобная картина свойственна пластам Толмачевскому, Байкаимскому, Надбайкаимскому (V/Cu и Ba/Sr); Бреевскому (V/Cu и Zn/Pb); Инскому 3 (V/Cu, Ni/Co, Ba/Sr); Польшаевскому 2 (V/Cu) и Красноорловскому (Ba/Sr). Для пласта Емельяновского характерно постепенное уменьшение параэлементного отношения Ni/Co с севера на юг от 2,1 (шахта им. Кирова) до 1,8 (шахта Комсомолец) и 1,1 (шахта Польшаевская).

Егозово-Красноярское месторождение. Рассматриваемое месторождение находится к северу от Ленинского месторождения. Оно имеет свою индексацию пластов. Основные из них (Поджуринский V, Поджуринский I, Журинский I и Наджуринский II) по комплексу палеонтологических, литологических и структурно-геометрических данных сравнительно уверенно могут быть сопоставлены соответственно с пластами Байкаимским, Польшаевскими 1 и 2 и Инским 1 Ленинского месторождения.

Пласты изучались на двух шахтах. На шахте им. Ярославского были описаны три из них: Поджуринский I, Журинский I и Наджуринский II, которые соответственно относятся к хальколитофильному ХЛ₄ (Mo, As, Yb), литофильному Л₄ (Ba, Yb, Sr) и лито-халькофильному ЛХ₃₋₄ (As, Ag, Ba, Yb, Sr) типам. На шахте Кольчугинская исследованные пласты (Поджуринские V и I и Журинский), считая в указанном порядке, характеризуются лито-халькофильным ЛХ₄ (As, Yb), халько-литофильным ХЛ₄ (As, Yb, Sr, Mo) и сидеро-литофильным СЛ₃ (Ba, Yb, Sr, P, Co) типами геохимической специализации.

Анализ ведущих ассоциаций указывает на отсутствие отчетливо выраженного преобладания элементов с определенными свойствами. В пластах Поджуринском V и Наджуринском II

намечается сдвиг в сторону халькофильности, в основном за счет присутствия в относительно значительных количествах As. В пласте Журинском отмечается доминирование элементов, носителей литофильных свойств (Ba, Yb, Sr).

В пределах данного месторождения наибольшей устойчивостью типов геохимической специализации и степени гомогенизации (30—38 и 45—50 %) отличаются пласты Поджуринский I и Журинский.

Значения индикаторных отношений V/Cu варьирует от 0,6 до 1,6, Zn/Pb — от 1,1 до 3,2, Ni/Co — от 0,6 до 38,0, Ba/Sr — от 0,96 до 3,3. Более или менее стабильны по горизонтали отношения Ni/Co (0,8—0,95), V/Cu (1,5), Zn/Pb (2,0—3,2) (пласт Поджуринский I), а также Ni/Co (0,6—0,95), Ba/Sr (2,2—2,4) (пласт Журинский).

Моховское и Колмогоровское месторождения. На этих месторождениях, имеющих сходное геологическое строение и приуроченных к одному тектоническому блоку, были описаны геохимические разрезы средней группы пластов кольчугинской серии, начиная от Байкаимского и кончая Сычевским III.

На Моховском месторождении удалось изучить девять пластов. При этом пласты Байкаимский и Надбайкаимский были отнесены к лито-халькофильному ЛХ₄ (As, Mo), Польшаевские I и 2 — к литофильному Л₄ (Yb, Mo), Инский 3 — к халько-литофильному ХЛ₄ (Mo, As, Yb), Красногорский, Колмогоровский-Шурфовой и Сычевские I и III — к литофильному Л₄ и Л₃ (Yb, Mo и иногда Sr) типам.

На Колмогоровском месторождении были исследованы пласты Байкаимский, Спутник и Польшаевские I и 2. Первые два характеризуются литофильным Л₄ (Sr, Yb, Mo и Yb, Mo, соответственно), а последние — халько-литофильным ХЛ₄ (Yb, Mo, Ge, Sr) типами специализации.

Степень гомогенизации повсеместно колеблется от 36 до 52 %, достигая минимальных и максимальных значений в пластах Сычевский III (23 %) и Польшаевские I и 2 (60 %).

У большинства рассмотренных пластов наблюдается явный сдвиг в сторону литофильных элементов (Yb, Sr). У некоторых из них, тяготеющих к нижней части описанного интервала разреза угленосных отложений (Байкаимский, Надбайкаимский, Польшаевские I и 2 и Инский 3), фиксируется халькофильность, обусловленная главным образом присутствием относительно повышенных концентраций мышьяка. По направлению от Моховского месторождения к Колмогоровскому закономерно меняются типы геохимической специализации пластов Байкаимского (от ЛХ₄ до Л₄) и Польшаевского I (от Л₄ до ЛХ₄).

Индикаторные отношения испытывают существенные колебания по вертикали (V/Cu — от 0,15 до 4,6; Zn/Pb — от 3,8 до 20; Ni/Co — от 0,8 до 2,6; Ba/Sr — от 0,4 до 1,5). Выдержанностью по горизонтали характеризуются в одних случаях (пласт Бай-

каимский) значения отношений V/Cu (1,3—1,8), Ni/Co (1,8—2,8), Ba/Sr (0,4—0,5), в других (пласт Полысаевский 1) — Zn/Pb (4,9—5,3) и Ni/Co (1,3—2,2).

Уропское и Караканское месторождения. На этих месторождениях исследовались некоторые пласты верхней группы только в одном пересечении. На Уропском месторождении был описан пласт 6 с отчетливо выраженным лито-сидерофильным $ЛС_4$ (Co, Mo, Yb) типом специализации. Вышележащие пласты k_1 и k_2 , изученные на Караканском месторождении, были отнесены к литофильному $Л_4$ (Yb, Mo) типу. Степень гомогенизации изменяется незначительно (45—50 %). Значения индикаторных отношений нередко закономерно возрастают (V/Cu — от 7 до 2,7) снизу вверх по разрезу. В отдельных случаях они выдерживаются в близких величинах (Ba/Sr — 0,5—0,9).

Сравнительный анализ исследованных месторождений показывает, что рассмотренные геохимические данные не остаются постоянными по вертикали и горизонтали, отражая направленное изменение условий формирования и преобразования угленосных формаций.

В сводном разрезе кольчугинской серни (рис. 1) наблюдается чередование пластов и групп пластов с преобладанием литофильных (Толмачевский, Бреевский, Полысаевский 2, Красноорловский, Красногорский, Сычевские I и III), сидеро-литофильных (Несложный, k_1 и k_2), халько-литофильных (Поленовский, Дягилевский, Полысаевский 1, Инский 1, Колмогоровский-Шурфовой), лито-халькофильных (Майеровский), лито-сидерофильных (пласт 6) и смешанных (Надбайкаимский) типов геохимической специализации.

При этом наметились две тенденции. Одна из них выразилась в возрастании сидерофильности снизу вверх по разрезу с максимумом в верхней группе пластов (пласты k_1 и k_2 — $СЛ_4$ и пласт 6 — $ЛС_4$). Она, по-видимому, обусловлена характером эволюции позднепермского седиментационного бассейна. Вторая тенденция проявляется в увеличении роли халькофильных элементов вниз по разрезу, где они приобретают существенное значение в ведущих ассоциациях пластов Надбайкаимского и Байкаимского (Моховское месторождение), Инского 1 (Егозово-Красноярское месторождение) и Майеровского (Ленинское месторождение). Источник халькофильности, вероятно, следует связывать с влиянием эндогенного и эпигенного факторов.

Наибольшим постоянством на площади (рис. 2) характеризуются типы специализации пластов Полысаевских 1 и 2 ($ХЛ_4$ и $Л_4$), выдерживающихся с небольшими отклонениями на всей исследованной территории. Менее устойчивы в этом отношении пласты Бреевский, Инский 3, Красноорловский ($Л_4$) и некото-

Стратиграфическая колонка	Наименование пласта	Тип геотхимической специализации	Ведущие геотхимические ассоциации	Степень гомогенизации, %
Углеразрез Урульский и Караганский	к2	Л ₄	Ув-Мо	47
	к1	Л ₄	Ув-Мо	45
	б	ЛС ₄	Со-Мо-Ув	50
Углеразрез Мохобский	Сычевский Ш	Л ₃	Ув-Мо	23
	Сычевский I	Л ₄	Sr-Ув-Мо	43
	Колмогоровский-Шурфовый	ХЛ ₄	Мо-Ув-Ge-Sr	45
	Красногорский	Л ₄	Ув-Мо	36
	Красноорловский	Л ₃	Мо-Ув-Sr-Ва	33
Шахта Углеразрез Кузнецкая	Несложный	СЛ ₃	Ув-Со-Sr-Мо	31
	Инский 3	Л ₄	Мо-Ва-Ув-Sr	63
Шахта Октябрьская	Инский 1	ХЛ ₄	As-Ув-Мо-Pb-Sr-Ва	54
	Полысаевский 2	Л ₄	Мо-Ув-Ва	47
Шахта Октябрьская	Полысаевский 1	ХЛ ₄	Мо-Ув-Ge-Ва-As-Sr	50
	Спутник (углеразрез Колмогоровский)	Л ₄	Ув-Мо	52
	Надбайкаимский	Н ₃	Ув-Ва-Мо-Pb-Co-Sr-Be-Ge	50
Шахта Полысаевская	Байкаимский	Л ₄	Ув-Be	15
	Дягилевский	ХЛ ₄	Ув-Мо-Ва-Sb-Zn-Sr	60
Шахта им. Карбы	Бревевский	Л ₄	Мо-Ув-Ва	56
	Толмачевский	Л ₄	Мо-Ув-Ва-Sr	63
	Емельяновский	ХЛ ₄	Ув-Мо-Ва-Ge	57
Шахта им. Карбы	Маиеровский	ЛХ ₄	As-Ва-Ув-Мо-Sr-Zn	67
	Поленовский	ХЛ ₄	Sr-Ва-Ge-Ув-Мо	54



Рис. 1. Схематический геохимический разрез угольных пластов кольчугинской серии:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — изученные угольные пласты; 5 — неизученные угольные пласты.

	Ленинский блок		Егорово-Красноярский блок		Грамотеинский блок	
	Ленинское месторождение, шахта Октябрьская		Егорово-Красноярское месторождение, шахта им. Ярославского		Моховское месторождение, углеразрез Моховский	Колмогоровское месторождение, углеразрез Колмогоровский
Инский 3	Л ₄ , Мо-Ва-Ув-Sr, 63%				ХЛ ₄ , Мо-As-Ув, 54%	
Инский 1	ХЛ ₄ , As-Ув-Мо-Pb-Sr-Ва, 54%		ЛХ ₃₋₄ , As-Ag-Ва-Ув-Sr, 35%			
Польсаевский 2	Л ₄ , Мо-Ув-Ва, 47%		Л ₄ , Ва-Ув-Sr, 38%		Л ₄ , Ув-Мо, 38%	
Польсаевский 1	ХЛ ₄ , Мо-Ув-Ge-Ва-As-Sr, 50%		ХЛ ₄ , Мо-As-Ув, 50%		Л ₄ , Ув-Мо, 36%	
			Шахта Кольчугинская			
Надбайнаимский	ХЛ ₄ , Ва-Ув-Sr-Мо-Ge, 65%				ЛХ ₄ , As-Мо, 42%	
Байнаимский	Л ₄ , Ув-Ва-Мо-Sr, 33%		ЛХ ₄ , As-Ув, 36%		ЛХ ₄ , As-Мо, 30%	
			Ленинское месторождение			
	Шахта им. Кирова		Шахта Комсомолец		Шахта Польсаевская	
Бревевский	Л ₄ , Мо-Ув-Ва, 56%		Л ₄ , Мо-Ва-Ув, 72%		ХЛ ₄ , Мо-Ув-As-Ва, 65%	
Толмачевский	Л ₄ , Мо-Ув-Ва-Sr, 63%		ХЛ ₄ , Мо-Ge-Ва-Ув-As-Sr, 43%		Л ₄ , Мо-Ув-Ва, 59%	
Емельяновский	ХЛ ₄ , Ув-Мо-Ва-Ge, 57%		СЛ ₄ , Ув-Ва-Мо-Со-Sr, 62%		Л ₄ , Ва-Sr-Ув, 50%	

Рис. 2. Схема корреляции геохимических разрезов угольных пластов кольчугинской серии (условные обозначения — см.

рые другие. Они прослеживаются в пределах нескольких шахтных полей одного месторождения.

В большинстве случаев типы геохимической специализации одноименных пластов закономерно изменяются не только в пределах относительно небольшой угленосной площади, но и при переходе от одного месторождения и тектонического блока к другому. Это относится к пластам Емельяновскому ($XL_4 \rightarrow SL_4 \rightarrow L_4$), Толмачевскому ($L_4 \rightarrow XL_4 \rightarrow L_4$), Байкаимскому ($L_4 \rightarrow LX_4 \rightarrow L_4$), Надбайкаимскому ($H_3 \rightarrow XL_4 \rightarrow LX_4$), Инскому I ($XL_4 \rightarrow SL_4 \rightarrow LX_{3-4}$).

На фоне близких значений степени гомогенизации (45—67 %) у некоторых пластов ее величины минимальны и выдерживаются на значительных расстояниях. Это относится к пластам Байкаимский (15—36 %) и Польшаевский 2 (30—38 %), а также к некоторым другим, в частности, к Несложному, Красногорскому и Сычевскому III.

В целом результаты исследований подтвердили основанную на данных Северо-Кузбасской экспедиции синонимичу угольных пластов верхней части кольчугинской серии. Они показали достаточную надежность и правомерность использования геохимических данных для целей корреляции разрезов угленосных отложений, включая параллелизацию угольных пластов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурков Ю. К., Шербакова С. В. Роль геохимических методов при корреляции разрезов угленосной толщи Кузбасса. — В кн.: Комплексное изучение ресурсов твердых горючих ископаемых Южно-Сибирского региона и их использование в народном хозяйстве. Тез. док. М., 1983, с. 69—71.

2. Певзнер В. С. Геохимические методы изучения кор выветривания. Методич. рекомендации. Л.: 1980. 30 с.

УДК 550.4:551.732(571.5)

В. С. Певзнер, М. А. Минаева

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА КЫНДЫНСКОЙ СЕРИИ ПРИАНАБАРЬЯ

Кындынская серия объединяет карбонатные, преимущественно доломитовые отложения, формировавшиеся на значительной территории западного Прианабарья в конце первой половины нижнего кембрия (низов атдабанского яруса) до конца среднего—начала верхнего кембрия. В ее составе в настоящее время выделены четыре свиты, представляющие хорошо обособленные тела, расчлененные на пачки и подсвиты. Нижняя, улахан-ары-масская, свита сложена желтовато-светло-серыми неравномерно-зернистыми доломитами, заключающими вблизи подошвы до-

ломитовые водорослево-археоциатовые постройки, а выше по разрезу прослой и линзы светло-серых известняков. Мощность отложений 200 м. Возраст свиты определяется в интервале от низов атдабанского до низов ботомского ярусов [1].

Подшова вышележащей, урюнгтасской, свиты проводится по появлению в разрезе темноцветных слабо битуминозных доломитов и доломитов с обособлениями кремня кубковидной формы. В целом для свиты характерно широкое развитие доломитов светлых неравномернозернистых, содержащих прослой и линзы водорослевых известняков. Появление в составе отложений свиты доломитов, обогащенных в разной степени органическим материалом, совпадает с началом формирования в соседней морской области горючих сланцев куонамской свиты, датируемой второй половиной нижнего — первой половиной среднего кембрия. Мощность отложений колеблется от 210—220 до 255 м.

Нижняя граница далбыхской свиты отвечает появлению в разрезе кындынской серии доломитов, обогащенных глинистым и органическим материалом от микро- до тонкозернистых, нередко строматолитовых. Помимо структурно-текстурных признаков изменяется тип кремнистых обособлений, для которых становятся типичными раннедиагенетические желваковидные и лентовидные формы. Устанавливается принадлежность отложений далбыхской свиты к майскому ярусу среднего кембрия. Мощность составляет 190—210 м.

Верхняя, аттырдахская, свита характеризуется преобладанием светлых строматолитовых доломитов и доломитов в разной степени глинистых, с трещинами усыхания, следами ползания червей и другими. Вблизи подошвы найдены верхнекембрийские трилобиты. Мощность отложений достигает 260 м.

Разрез серии мощностью около 1 000 м был послойно опробован в долине р. Котуй. Все пробы (свыше 400) проанализированы спектроскопически во ВСЕГЕИ на приборе УСА-6 Н. П. Баландиной по методу внешнего стандарта.

Двойная съемка и количественный контроль, проведенный В. А. Губановым (ВСЕГЕИ), показали хорошую сравнимость и воспроизводимость результатов. Таким образом, аналитические данные, положенные в основу изучения распространенности 12 химических элементов (Ti, Ga, Zr, Cr, V, Ni, Mn, Pb, Cu, Sr, Ba, Mo) и образуемых ими ассоциаций в разрезе кындынской серии, представляются вполне надежными и доброкачественными.

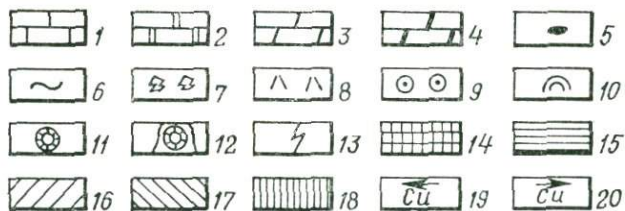
Обработка результатов анализов проведена во ВСЕГЕИ на ЭВМ по программам «Статистика» и «Множественная корреляция». Содержательная геологическая интерпретация дана с учетом распространенности выбранного набора химических элементов и поведения их в стандартных обстановках гипергенеза [2, 3]. Результаты обработки представлены в таблице и на рисунке. По 12 элементам определены следующие параметры:

Геохимическая характеристика кыдынской серии Прианабарья

Возраст, свита	Распространенность в кларках концентрации				Ассоциации и подвижность (→) элементов	Геохимический тип
	более 2	2—0,9	0,9—0,5	менее 0,5		
Є ₃ , аттырдахская		Ba, Cu, Mo	Pb	Sr, Mn, Cr, V, Ni, Ga, Ti, Zr	((Sr, Ga, V, Ni, Cr)Mn, Ti)Ba→ →((Pb, Cu)Mo)	ЛХ ₂ , Хм, ПСф
Є ₂ ^m , далбыхская			Cu, Ba	Sr, Pb, Mn, V, Cr, Ga, Ti, Zr	((Cu, Ga, V, Cr, Ni)Ti)→ →(Ba(Sr, Pb, Mn))	ЛХ ₁ , Хм, БСф
Є ₁₋₂ ^{bot-am} , урюнгтаская			Cu, Ba	Pb , Sr, Mn, V, Ni, Cr, Ga, Ti, Zr	((Cr, V)(Ba, Ti)Ga, Ni, Sr)→ →(Mn, Pb, Cu)	ЛХ ₃ , Хм, Сф
Є ₁ ^{at-bot} , улахан-ары-масская	Cu (1)		Ba	Sr, Pb, Mn, Ni, V, Cr, Ga, Ti, Zr	(Ti, Cr(Ba, Ga, V))Ni→ →Sr(Mn, Pb)Cu	Х ₃ , Хм, Сф
		Mn (2)	Ba, Sr	Cu, Pb, Ni, Cr, V, Ti, Ga, Zr	(Mn(Ba, Ti)Cr, V)Ga→ →((Ni, Pb, Sr)Cu)	ЛС ₁₋₂ , ЭХм, Сф
Є _{1at} , сероцветная пачка устькотуйканской серии	Sr	Ba	Pb, Cu	Zr, Mo, Ni, Cr, V, Ti, Ga	((V, Ti, Ga, Cr, Ni)Zr)Mn, Cu→ →Pb(Ba, Sr)	Л ₂ , ЭХм, БСф

Примечания. (1) — пачка доломитов с линзами известняков. (2) — пачка доломитов с археоциатами. Полу жирным шрифтом выделены элементы с высокими (~100% и более) вариациями содержаний. Геохимический тип: Л — литофильный, Х — халькофильный, ЛС — лито-сидерофильный, ХЛ — халько-литофильный, ЛХ — лито-халькофильный (цифры — уровень концентрации: 1 — ниже кларка, 2 — кларковый, 3 — выше кларка); Хм — хемогенный, Э — эндогенный, Сф — сульфатный, БСф — бессульфатный, ПСф — переменнo-сульфатный.

Система	Отдел	Надъярус	Ярус	Серия	Свита, пачка	Колонка	Геохимическая характеристика	
							Геохимический тип	Поведение элементов
Кембрийская	Верхний						[Grid pattern]	↔ Ва, Си
	Нижний	Ленский	Амгинский Майский				↙ Си	
								Алданский
	Томмотский	Улахан-ары-масская						
								*
	**							



* Тойонский + Ботомский
 ** Устькотуйканская

Геохимическая характеристика разреза кындынской серии Прианарья (сост. В. С. Певзнер, М. А. Минаева, 1984 г.):

1 — известняки; 2 — известняки доломитовые; 3 — доломиты; 4 — битуминозные доломиты; 5 — желваки кремней; 6 — глинистый материал; 7 — кавернность; 8 — следы сульфатонности; 9 — оолиты; 10 — водоросли; 11 — археоцитаты; 12 — биогермы археоцитат; 13 — граница смены известняков доломитами; 14—18 — геохимический тип: 14 — лито-халькофильный с кларковым уровнем концентрации, 15 — лито-халькофильный с уровнем концентрации ниже кларка, 16 — халькофильный с уровнем концентрации выше кларка, 18 — литофильный с кларковым уровнем концентрации; 19—20 — поведение химических элементов; 19 — потеря подвижности, 20 — усиление подвижности

средние содержания химических элементов и их градиентность;

мера связи между их содержаниями;

относительная подвижность элементов;

геохимическая специализация.

Сопоставление выявленных ассоциаций элементов позволяет провести геохимическую типизацию всех выделенных в разрезе подразделений, наметить геохимически однородные интервалы и уровни перестройки геохимических свойств.

Известняки и известняково-доломитовые породы сероцветной пачки, подстилающие существенно доломитовые образования кыдынской серии, отличает устойчивая тенденция к концентрации элементов-литофилов (Sg, менее Ba). Значительно слабее стремление к «самостоятельности» проявлено у элементов-халькофилов (Cu, Pb). Судя по характеру ассоциаций, распределение содержаний элементов-халькофилов связано с эпигенетическими преобразованиями пород. Способность к накоплению у Sg подтверждают также высокие вариации содержания этого элемента в породах. В целом отложения сероцветной пачки характеризует стремление к рассеянию: почти 65 % изученных элементов обладают концентрацией меньше 0,5. Уровень гомогенизации отложений не очень высок (около 40 %), но выше, чем в породах кыдынской серии. Анализ подвижности элементов позволяет предполагать, что рассматриваемые отложения формировались в условиях сильного распреснения вод морского бассейна. Во всяком случае дефицит сульфат-иона очевиден: Ba вместе со Sg представляют собой наиболее подвижную группу элементов.

В основании кыдынской серии залегают доломиты улахан-арымасской свиты (в основании последней — доломиты с археоциатами). Геохимическая характеристика пород улахан-арымасской свиты по всем показателям резко отличается от таковой подстилающей сероцветной пачки. Основные их различия заключаются в уменьшении роли элементов-литофилов (соответственно, в увеличении доли халькофилов) в ассоциации, резком изменении подвижности и усилении хемогенного фактора в образовании пород кыдынской серии (см. таблицу). В целом начало формирования пород кыдынской серии характеризует сульфатный геохимический рубеж. Уровень гомогенизации вещества значительно падает: от 40 % в породах нижележащей сероцветной пачки до 20—25 % в породах улахан-арымасской свиты.

Следует обратить внимание на нехарактерную для морских отложений высокую подвижность Ni в доломитах с археоциатами, что свидетельствует о вероятном и синхронном с осадкообразованием проявлении вулканогенной (возможно, гидротермальной) деятельности. Формационный анализ чехла Сибирской

платформы, проведенный Н. С. Маличем в 1975 г., не противоречит такой геологической трактовке геохимических данных.

Образования урюнгтасской свиты характеризуются прежде всего резкой потерей подвижности Sr, снижением уровня накопления геохимической ассоциации и уровня гомогенизации (не более 10 %). Сохраняется тесная корреляционная связь Ba с принятым за эталон инертности в гипергенезе Ti. Отмеченные изменения в поведении отдельных элементов, возможно, связаны с некоторым смягчением аридности климата и преобладанием глубокого химического выветривания в области сноса.

Отложения залегающей выше далбыхской свиты отличается от нижележащих высокая подвижность Ba, что может свидетельствовать о некотором дефиците сульфат-иона в бассейне седиментации. Сохраняется, как и в породах урюнгтасской свиты, тенденция к рассеянию элементов. Уровень гомогенизации по-прежнему не превышает 10 %. Анализ установленных здесь геохимических ассоциаций позволяет предположить, что в далбыхский век бассейн осадконакопления обладал большими глубинами, а морские воды были несколько опреснены.

Доломиты аттырдыхской свиты обладают отчетливой геохимической индивидуальностью, возможно, связанной с изменениями в бассейне седиментации. Прежде всего отметим самое высокое (для пород серии в целом) содержание Ba, которое сопровождают высокие (100 % и более) вариации содержаний, свидетельствующие об очень неравномерном распределении этого элемента в изученных породах. Указанные особенности подкрепляют слабые корреляционные связи содержаний Ba с прочими элементами: по- существу, у Ba отсутствует корреляция с содержаниями остальных элементов ассоциаций. Последнее обстоятельство может свидетельствовать как о влиянии эпигенетических процессов на формирование современного облика пород аттырдыхской свиты, так и о неустойчивой (возможно, переменной) солености (сульфатности), существовавшей в бассейне седиментации во время образования пород свиты. Глубины образования аттырдыхских доломитов были меньшими, чем лежащих ниже далбыхских, хотя соленость, несмотря на очевидную неустойчивость, была сходной или даже несколько выше.

Характерным для доломитов аттырдыхской свиты следует признать также первичную (доминантную, седиментогенную) специализацию на элементы-халькофилы (Cu, частично Pb), ассоциирующие с Mo. Подобная ассоциация характерна для полиметаллических рудных месторождений.

В заключение отметим также, что все выделенные в составе кындышской серии подразделения обладают в разрезе отчетливой геохимической индивидуальностью. Это подтверждает возможности, которые заключены в использовании геохимических разрезов для решения геологических задач при крупномасштабной геологической съемке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Минаева М. А. Опорный разрез кындынской серии кембрия западного Прианбарья. — Сов. геология, 1985, № 1, с. 54—64.
2. Певзнер В. С. Геохимическое изучение кор выветривания. Методич. рекомендации. Л.: 1981. 30 с.
3. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962. 783 с.

УДК 550.4:551.7

А. Н. Павлов

НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ НА ОПОРНЫХ РАЗРЕЗАХ

Современная геология трактует время как параметр, который меняется, когда уже ничего не меняется. При этом возникают некоторые принципиальные трудности. Во-первых, используя для хронологии различные процессы как часы с разным ходом, невозможно сопоставить шкалы времени, а значит и построить единую временную схему геологической истории Земли, во всяком случае, на достаточно детальном уровне, начиная с региональных стратиграфических шкал. Во-вторых, установка стратиграфических границ по уникальным событиям (например, по исчезновению в геологическом разрезе одних и появлению других форм животного и растительного мира) делает эти границы псевдовременными (принцип Гексли), поскольку совпадение датировок этих событий в различных регионах Земли не гарантировано.

Привлечение к решению задач стратиграфии абсолютной геологии не спасает положение ввиду того, что для вычисления дат приходится делать ряд серьезных допущений, таких как принятие условий радиоактивного равновесия или грубое осреднение коэффициентов диффузии и отдачи, значений пористости и трещиноватости пород, постоянства свойств решетки минералов при изменении температуры, давления, возраста и т. д. Поэтому астрономическая шкала так же, как и другие шкалы времени, удовлетворяет геологию лишь при оценке длительных временных интервалов на уровне международной стратиграфической шкалы (МСШ).

Перечисленные трудности хорошо понимает большинство современных геологов [2—8]. Однако пути преодоления этих трудностей до сих пор недостаточно ясны. Очевидно лишь одно: начинать надо с понятия времени и его свойств. Эта задача была четко сформулирована С. В. Мейеном, который, может быть первым из стратиграфов, отождествил время с процессами, признав тем самым если не материальность этого параметра, то его

прямую связь с материальным миром и зависимость от него. Действительно, опираясь на один из постулатов А. Эйнштейна, который гласит, что нет привилегированных инерциальных систем, нетрудно сделать вывод, что нет и привилегированных процессов, т. е. нет такого процесса, который бы отсчитывал эталонное для Мира время. Однако есть основания утверждать, что существует привилегированный параметр, характеризующий любой процесс в любой инерциальной системе, — это изменение энергосодержания природного объекта. Оно определяет ход всякого процесса, а, следовательно, с его помощью можно измерять ход времени.

Решение задачи начнем с фанерозоя, поскольку материал наблюдений (можно назвать его экспериментальным) за этот отрезок развития Земли является наиболее полным и надежным, во всяком случае, по тем параметрам, которые использованы.

В основу работы положен огромный материал, накопленный геологами многих поколений и обобщенный ими к последнему десятилетию в виде следующих фактов:

1. Общая масса осадочных толщ фанерозоя оценивается величиной порядка $2 \cdot 10^{24}$ г [3];

2. Определены относительные и абсолютные датировки фанерозоя в структуре МСШ;

3. Приняты оценки масс и литологические характеристики главных осадочных областей Земли [3];

4. Определены изменения мощностей и массы осадочных пород в геохронологическом разрезе фанерозоя [3];

История осадочных пород в настоящее время описывается двумя равноправными моделями: как линейное накопление и как перераспределение постоянной массы, появившейся на ранней стадии развития Земли. У этих принципиально разных моделей есть одна родственная черта: обе они предполагают круговорот материала — его отложение и разрушение возникающих образований. Проверка моделей состоит в том, чтобы с их помощью получить распределение масс осадочных пород во времени, близкое к наблюдаемому. Такая проверка показала, что при определенном выборе темпа круговорота (а именно, при отношении массы отложения и разрушения к сохраняющейся массе как 5 : 1) обе модели являются приемлемыми, и построенные на их основе кривые распределения масс для фанерозоя становятся практически неразличимыми [3].

Таким образом, экспериментальный материал по осадочным толщам Земли позволяет констатировать аналитический парадокс, который можно выразить символическим выражением черное \equiv белое.

5. Установлены геократические эпохи Q, K/J, P/C, D/S, E/PR.

По современным оценкам продолжительность фанерозоя 570—600 млн лет, а один оборот галактики — 275 млн лет [1]. Таким образом, фанерозой по своей протяженности соответствует приблизительно двум галактическим годам. Видимо, за эти два «года» в истории Земли произошло пять уникальных геологических потрясений, повторявшихся приблизительно через

равные интервалы времени ($\Delta t \approx 1,38 \cdot 10^8$ лет). Поскольку временной интервал Δt составляет половину оборота Галактики, начало и конец его для удобства дальнейших построений обозначим разными буквами, а длительность фанерозоя примем $550 \cdot 10^6$ лет ($A_0=0$ — современная эпоха, Q_4 ; $B_1=138$ млн. лет — граница К/Ј — конец юрского периода; $A_1=275$ млн. лет — граница Р/С — конец каменноугольного периода; $B_2=412$ млн. лет — граница D/S — конец силурийского периода; $A_2=550$ млн. лет — нижняя граница фанерозоя).

С одной стороны, приведены факты, с другой — показаны принципиальные трудности методологического порядка, вследствие которых попытки построить генетическую модель формирования осадочных толщ Земли привели к парадоксу черное \equiv белое. Действительно, линейная модель отвечает утверждению непрерывной изменчивости, а модель постоянной массы отражает идею устойчивости. Как известно, эту существующую в природе несовместимость физика объяснила с помощью квантовых представлений. При таком подходе линейная модель из детерминированной становится дискретной, а разрывы линейной функции [3]

$$\sum_{i=\epsilon}^{\sigma} m_i(t) \quad (1)$$

определяются квантовым законом изменения энергозапаса осадочных толщ (i — временная шкала фанерозоя; m_i — масса осадочных пород; t — время). Периодичность этих изменений в фанерозое можно связать только с геократическими эпохами.

Вот концепция, на основе которой исследовался приведенный натурный материал (результаты природного эксперимента). Метод исследования — графоаналитический.

Оценка энергосодержания (E_i , дж) осадочных толщ фанерозоя приводилась на основании данных работы [3] по формуле

$$E_i = \sum_{i=1}^Z \frac{m_i n_i p_i U_p \cdot 4,17 \cdot 10^3}{N_p}, \quad (2)$$

где m_i — масса твердой или жидкой фазы, г; n_i — доля различных пород в рассматриваемой геологической структуре с массой m_i ; p_i — доля минералов, геохимически неустойчивых в осадочной толще (например, полевых шпатов в отличие от кварца); U_p — энергия кристаллической решетки неустойчивых минералов, ккал; N_p — масса одной грамм-молекулы рассматриваемых минералов, г/см³; $4,17 \cdot 10^3$ — коэффициент для перевода килокалорий в джоули.

Из табл. 1 очевидно, что накопление энергосодержания толщ фанерозоя происходит пропорционально накоплению массы пород и математический характер связи $E(t)$ и $\sum m_i(t)$ идентичен. В планетарном масштабе так и должно быть, поскольку энергия, получаемая Землей, в основном расходуется на дифференциацию ее протовещества.

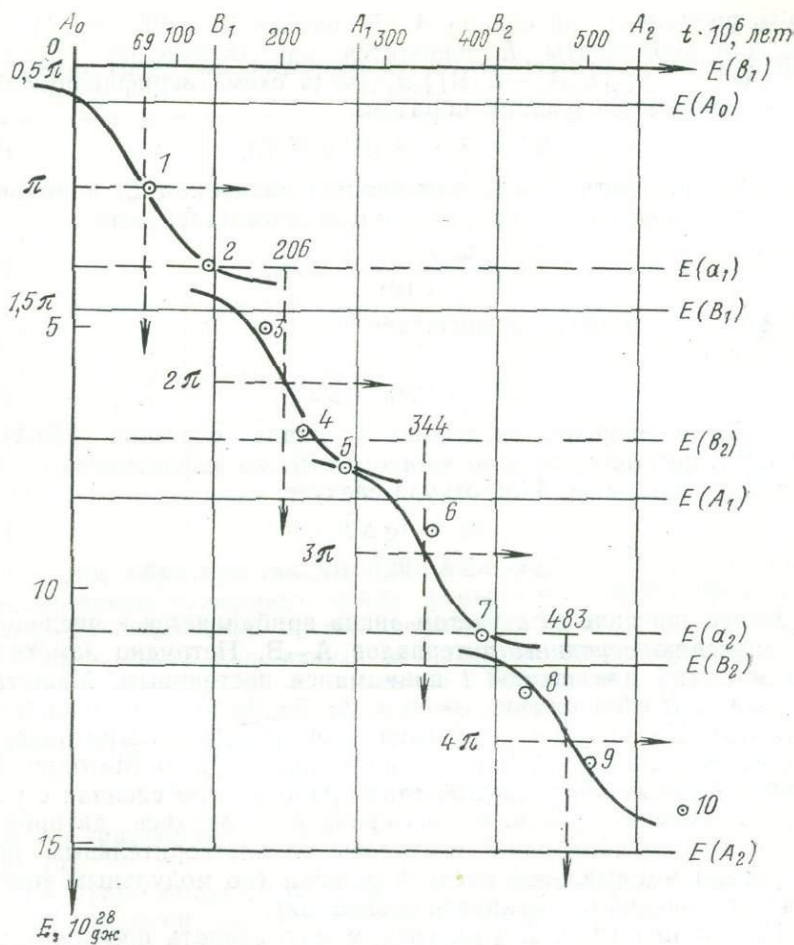
Энергосодержания для стратиграфических толщ фанерозоя (в накопительной последовательности)

Дата	Масса, $m_i \cdot 10^{21}$, г		$E \cdot 10^{21}$, дж
	воды	твердой фазы	
KZ	0,33	0,05	2,3
K	0,54	0,08	3,8
J	0,71	0,11	5,0
T	0,98	0,15	6,9
P	1,08	0,16	7,6
C	1,26	0,19	8,9
D	1,54	0,23	10,8
S	1,70	0,25	11,9
O	1,90	0,28	13,3
E	2,04	0,31	14,6

Для того, чтобы эту идею подчеркнуть построим зависимость $E(t)$ (рисунок), а не $\sum m_i(t)$. Однако в основе $E(t)$ лежат не столько эмоциональные настроения, сколько физическое существо явления, так как масса \neq энергии и, в принципе, $E(t)$ не должно быть идентично $\sum m_i(t)$.

Рассмотрим $E(t)$. Предварительно нанесем на рисунок точки с координатами (E, t) , пользуясь данными А. Холмса и табл. 1. Поскольку в геологии время принято отсчитывать от настоящего к прошлому, процесс накопления энергии тоже трансформируется как в зеркале. На рисунке оно воспринимается как нарастание во времени, хотя реальные события развивались в обратном порядке: запасы энергии возрастали от прошлого к настоящему. Здесь можно поступить по-разному: поставить знак минус либо на оси ординат, либо на оси абсцисс. Сделаем по-другому: будем считать, что энергия E не накапливается, а тратится, т. е. суммируется энергия, израсходованная на структуризацию Земли. Современный, нулевой, уровень структуризации должен располагаться выше всех предшествующих. Следовательно, ось ординат нужно направить вниз, подразумевая, что энергетический уровень асимптот при реальном направлении хода времени увеличивается снизу вверх (см. рисунок). В этом случае на каждом дискретном энергетическом участке реальный процесс (накопление энергии) развивается от прошлого к будущему (формально — по координатной оси времени, на рисунке — от будущего к прошлому), т. е. в направлении нуля.

Рисунок является довольно грубой схемой, которая в основном иллюстрирует дискретный характер поступления энергии во времени и подчеркивает, что дискретность контролируется точ-



Зависимость $t = \text{tg} E$ и расположение энергетических асимптот.

Точками с номерами 1, 2, ..., 10 обозначены значения E (см. табл. 1) и соответствующие им значения абсолютного возраста по А. Холмсу

ками A и B с интервалом $\Delta t \approx 138$ млн лет и соответствует $0,5\pi = \pi$ (круговая частота равна единице). Поскольку получение энергии как-то связано с частотой вращения Галактики, описываемой через угловые (или дуговые) характеристики, можно ожидать, что каждая кривая на рисунке является тангенсоидой, которую следует записать в виде

$$t = \text{tg} E. \quad (3)$$

Каждая дискретная полоса $[E(A) - E(B)]$ рассматривается самостоятельно. За единицу временной шкалы принимается чет-

верть временного интервала А—В, равная $34,5 \cdot 10^6$ лет. Масштаб для координаты E находится как отношение $[E(B) - E(A)]/\pi$ или $[E(A) - E(B)]/\pi$. Тогда схема верификации будет выглядеть следующим образом:

$$\Delta E = E_i - E(A \text{ или } B), \quad (4)$$

где ΔE — разность между измеренным значением E_i и нижней в рассматриваемой дискретной полосе асимптотой, или

$$\frac{\Delta E \pi}{E(B) - E(A)} = \Delta E_{\pi}, \quad (5)$$

где ΔE_{π} — приращение в масштабе π .

Отсюда

$$\Delta E_{\pi} \pm 0,5\pi = \Delta E_{\pi}^0, \quad (6)$$

где ΔE_{π}^0 — энергия, введенная в шкалу отрезков $[E(A) - E(B)]$, поскольку начало каждого отрезка зафиксировано как $0,5\pi, 1,5\pi, 2,5\pi, 3,5\pi, 4,5\pi$, откуда следует:

$$\Delta t_{\pi} = \text{tg} \Delta E_{\pi}^0, \quad (7)$$

$$\Delta t = \Delta t_{\pi} \cdot 34,5 \cdot 10^6 \text{ лет.} \quad (8)$$

Далее значение Δt с учетом знака прибавляется к численному значению середины интервалов А—В. Нетрудно заметить, что масштаб для шкалы t принимался постоянным. Масштаб же шкалы E и положение точек $\pi, 2\pi, 3\pi, 4\pi$ зависят от выбора асимптот. На рисунке асимптоты проведены иллюстративно, и задача сводилась к их более точному определению. Методом последовательных приближений такая работа была сделана с учетом следующих условий: за сравнение брались датировки А. Холмса, приближение считалось удовлетворительным при получении минимальной средней ошибки (по модульным значениям отклонений от датировок сравнения).

По данным табл. 2 и рисунку можно сделать принципиальные выводы:

1. Разница между асимптотами E определяет квант энергии, получаемый Землей извне (ΔE);
2. Каждый новый квант энергии Земля получает раньше, чем исчерпан предшествующий квант;
3. На протяжении фанерозоя значения квантов возрастают, причем это возрастание уменьшается в направлении к современному периоду ($\delta \Delta E \cdot 10^{28}$ составляет 0,04, 0,035, 0,025).

Последний вывод говорит о том, что шкала энергосодержаний «плывет», на протяжении фанерозоя постоянно меняется ее масштаб. Это означает, что при постоянстве масштаба временной шкалы в принципе невозможно точно (даже на качественном уровне) оценить энергетическую структуру осадочного чехла (пока будем говорить только о нем), а возможно, и земной коры, и даже более глубоких зон.

Результаты вычисления энергетических уровней (асимптот) в зависимости $E(t)$

Дата	Ошибка, %	Ошибка средняя, %	Верхняя асимптота, 10^{25} дж	Нижняя асимптота, 10^{25} дж	ΔE , 10^{25} дж	$\delta \Delta E$, 10^{25} дж
KZ	+0,3	$\pm 0,55$	0	4,5	4,5	—
K	-0,8	—	—	—	—	0,025
J	-2,8	—	—	—	—	—
T	+2,2	$\pm 2,0$	3,8	8,275	4,475	—
P	+1,1	—	—	—	—	0,035
C	-4,8	$\pm 2,8$	7,1	11,54	4,44	—
D	+0,8	—	—	—	—	—
S	+2,9	—	—	—	—	0,040
O	+0,4	$\pm 2,6$	10,71	15,11	4,4	—
E	-4,4	—	—	—	—	—

Решим обратную задачу. Примем $\Delta E = \text{const}$ (в пределах рассмотренно осадочного чехла фанерозоя). Легко убедиться, что теперь «поплывет» шкала времени (табл. 3).

Для анализа полученных результатов воспользуемся простейшей фридмановской моделью Вселенной Эйнштейна — де Ситтера, по которой пространство является евклидовым, но расширяется во времени по закону

$$R \approx \text{const} \sqrt[3]{t^2}, \quad (9)$$

где R — расстояние между метками пространства (галактиками) [4].

Нетрудно понять, что если в (9) использовать «плывущую» шкалу времени, то «поплывет» и шкала пространства. При этом, если зафиксировать начало временного отсчета как четвертичный период, не только «поплывут» геологические датировки, но окажется «размазанным» и начало координат (R, t) . Если же зафиксировать начало координат, то окажется «размазанным» положение четвертичного периода, причем не только во

Таблица 3

Масштаб временной шкалы фанерозоя

Дата	$t \cdot 10^6$, лет	$\delta \Delta t \cdot 10^6$, лет	$t \cdot 10^6$, лет
K/J	138	?	?
P/C	275	~ 1	276
D/S	412	~ 3	415
E/PR	550	~ 5	555

времени, но и в пространстве по координате R . Эта неопределенность того или иного начала отсчета относительно всей шкалы времени достигает значительных величин. Исходя из постоянной Хаббла ($H=75$ км/(с·Мпк)), начало возникновения Вселенной оценивается в $15 \cdot 10^9$ лет [1]. Шкалы t' и t связаны между собой зависимостью

$$t' = t \exp \lambda \sqrt{t}, \quad (10)$$

где $\lambda = 6,2 \cdot 10^{-7} c^2$ — коэффициент, полученный из данных табл. 3, в которой начало отсчета $t=0$ сдвинуто на уровень К/Ј (c — скорость света). Это сделано потому, что для интервала $Q-K/J$ величина Δt неизвестна, хотя очевидно, что на границе будущее — Q в силу наблюдаемой общей закономерности шкалы времени должна быть также сжата. При данном значении λ вычисленные по уравнению (10) значения t' совпадают со сдвинутыми датировками $P/C - 138 \cdot 10^6$, $D/S - 275 \cdot 10^6$, $E/PR - 412 \cdot 10^6$ с точностью до целых чисел перед 10^6 .

По (10) значению $t=15 \cdot 10^9$ лет соответствует $t' \approx 16 \cdot 10^9$ лет ($\sim 7\%$ от t).

Таким образом, приходим к выводу, что принцип неопределенности Гейзенберга работает и в геологии. Правда, здесь просматривается еще одна возможность: там, где при объяснении природных явлений прибегают к идеям квантовой механики, появляется принцип Гейзенберга.

Эти общие построения приобретают еще более глубокий смысл, если их перенести на опорные разрезы. Техника вычислений параметра E остается той же, только вместо осредненных значений n_i и p_i появляются конкретные для данного разреза значения, а вместо массы m_i — произведение плотности на мощность. При этом энергетическая характеристика E уже нормируется на площадь (дж/м²). Если рассчитывать E по отдельным стратиграфическим единицам, а не по накопительному принципу (как это сделано для всего осадочного чехла фанерозоя), то каждый разрез может быть охарактеризован своей кривой $[E(t)]_z$, что должно приблизить к пониманию и нахождению функции состояния геологических тел, а значит и к раскрытию природы их формирования на фундаментальном физическом уровне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агсаян Т. А. Звезды, галактики, метagalaktika. М.: 1966. 374 с.
2. Васильев В. И. Симметрия и время. — В кн.: Симметрия в природе. Л., 1971, с. 77—84.
3. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: 1974. 272 с.
4. Гинзбург В. Л. О теории относительности. М.: 1979. 238 с.
5. Кузнецов А. А. Асимметрия геологического времени. — В кн.: Симметрия в природе. Л., 1971, с. 88—90.

6. Мейен С. В. Спорные вопросы стратиграфии. — Природа, 1974, № 12, с. 16—22.

7. Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии. М.: 1974. (ВИНИТИ).

8. Стратиграфия и математика/Под ред. Ю. А. Косыгина, Ю. С. Салдина, В. А. Соловьева. Хабаровск: 1974. 207 с.

УДК 550.42:546.791+546.841

*В. А. Максимовский, Г. П. Смирнова, В. П. Шейкин,
Е. Б. Морозова, Б. Е. Кудрявцев*

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ СТАНОВОГО ПОДНЯТИЯ

Позднемезозойский вулканизм Станового поднятия относится к активному типу и принадлежит к системе структур южного и юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Вариации представлений различных исследователей по этому вопросу обобщены в работах [1—3].

Активизационные структуры Станового поднятия включают ряд вулканических цепей и зон, состоящих из палеовулканов и вулcano-тектонических структур (ВТС) изометричной или линейной формы. Авторы изучали Улакскую и Сугдjarскую ВТС в Бомнакской вулканической зоне, Сутамскую ВТС — в пределах Северо-Становой зоны, Десовскую ВТС — в Уруша-Ольдойской зоне.

Полученные геохимические материалы и анализ литературных данных позволяют говорить о наличии общих закономерностей и о локальных геолого-геохимических особенностях каждой конкретной ВТС. Общими чертами для всех изученных районов являются: принадлежность вулканитов ко второму этапу мезозойской тектоно-магматической активизации; гомодромный тип развития вулканизма; геохимический профиль, соответствующий этому типу; близкий по составу и времени консолидации докембрийский фундамент. Локальные геолого-геохимические особенности рассмотрены ниже.

Бомнакская вулканическая зона представлена тремя ВТС (Улакская, Сугдjarская и Сиваканская; общая площадь около 500 км²), многочисленными мелкими останцами эффузивов, субвулканическими интрузивами и дайками. Собственные детальные работы на Улакской и Сугдjarской ВТС и материалы других исследователей по Сиваканской ВТС позволяют говорить об однотипности их эволюции при некоторых количественных различиях вулканитов разного состава. Общая последовательность изменения состава вулканизма следующая: первая фаза — андезиты и андезито-базальты покровные и субвулканические;

вторая фаза — андезито-дациты, дациты, туфы, субвулканические интрузии гранодiorит-порфиров;

третья фаза — риолиты (их игнимбриты, туфы и лавобрекчи), субвулканические интрузии гранит-порфиоров, гипабиссальные массивы лейкократовых гранитов;

четвертая фаза — андезито-базальты покровные, штоки и дайки диабазовых порфиритов.

Вулканиды первых трех фаз широко распространены во всех ВТС. Андезито-базальты последней фазы имеют ничтожную распространенность. Сопоставляя эту схему развития активизационного магматизма со схемами других районов (например, Забайкалья), можно отметить преимущественное развитие в Бомнакской зоне среднего магматизма (гранодиорит-андезитовый уклон) и отсутствие базальт-липаритовой ассоциации. Эта региональная петрохимическая специфика Бомнакской зоны отчетливо зависит от литологических особенностей доактивизационного фундамента. Широко распространенные здесь гнейсы плинканской серии позднего архея представлены преимущественно железо-кальций-магнезиальной группой — существенно амфиболовыми разностями и амфиболитами. Таким образом, «средний-умереннокислый» магматизм обусловлен предшествующей геологической историей и, в свою очередь, предопределяет геохимическую и металлогеническую специализацию этой зоны.

Вся серия вулканидов находится в зоне главного тренда щелочно-известковой ассоциации. Единичные анализы андезито-базальтов и риолито-дацитов попадают в субщелочную группу. По петрохимическим особенностям и типу эволюции Улакская и Сугджарская ВТС одинаковы. Отмечается устойчивое преобладание калия над натрием ($K/Na=1,1-2,0$) при сумме щелочей от 6,10 % в андезито-базальтах до 8,35 в риолито-дацитах. Содержание кремнезема достигает 74,25 % при очень низкой кальциевости ($CaO=0,35-0,42\%$).

Северо-Становая вулканическая зона общей протяженностью ~ 300 км располагается около северной границы Станового поднятия вдоль Северо-Станового разлома и представлена несколькими ВТС: Мало-Чилуйской, Атыгенской, Сутамской, Джелиндаканской. Породы, слагающие эту зону, за исключением Сутамской ВТС, представлены главным образом вулканидами среднего и умеренно-кислого состава (андезито-базальты, андезиты, дациты) и их субвулканическими аналогами.

Сутамская ВТС характеризуется довольно мощным проявлением кислого вулканизма, породы которого составляют верхнюю часть разреза, отсутствующую в остальных ВТС Северо-Становой зоны. Сутамская ВТС имеет близкую к изометричной форму, общая площадь ее около 320 км². Формирование структуры протекало в три фазы, между которыми каких-либо значительных перерывов по геологическим данным не наблюдается:

первая фаза — покровы оливиновых базальтов и андезито-базальтов, пироксен-амфиболовых андезитов, амфибол-биотитовых

дацитов и их туфов, соответствующие по составу субвулканические тела микро-габбро и диоритовых порфиритов;

вторая фаза — субвулканическое тело гранодиорит-порфиров, сопровождающееся небольшими покровами витродацитов и биотитовых дацитов;

третья фаза — фельзит-порфиры, липариты.

Общая мощность вулканогенных образований, по данным бурения, около 2 500 м.

Экструзия полифировых липаритов, завершающая становление Сутамской ВТС, занимает почти половину объема всех вулканитов этой структуры.

Наиболее интенсивно и широко проявленные гидротермально-метасоматические изменения Сутамской ВТС относятся к пропилитам и аргиллизитам, более поздний процесс, накладывающийся на эти изменения, представлен адуляризацией.

Уруша-Ольдойская вулканическая зона северо-восточно-субширотного простирания контролируется Сергачинским разломом, входящим в систему Монголо-Охотского глубинного разлома. В пределах этой цепи выделяется Дессовская ВТС. Она имеет неправильную, близкую к изометричной форму, несколько вытянута в северо-восточном направлении.

Время формирования рассматриваемых вулканогенных образований по геологическим и радиологическим данным определяется как конец поздней юры — ранний мел.

Вулканическая деятельность начинается с излияния лав андезито-базальтов и андезитов и затем, с небольшим перерывом (бассейны рек Урка и Дес), сменяется формированием вулканогенных тел риолитового состава. Общая мощность вулканогенных образований 1 400—1 600 м, при этом на образования липаритовой формации приходится 1 000 м, а андезитовой — 400—600 м. С вулканическими фациями пространственно связаны субвулканические тела и гипабиссальные интрузии гранодиоритов, граносенитов, кварцевых монцонитов, гранитов, гранит-порфиров (нерчуганский, урушинский, верхнеамурский комплексы), а также многочисленные рои даек микродиоритов, лампрофиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров (сергачинский комплекс).

Дациты имеют повышенное содержание суммы щелочей (от 8 до 9 %), что характерно для дацитов липаритовой формации Бурейнского и Аргуньского массивов. В целом для кислой ассоциации вулканитов Уруша-Ольдойской цепи характерно повышение основности в области восточного ее выклинивания, что выражается в увеличении здесь роли дацитов в разрезе.

Геохимическая характеристика вулканитов перечисленных структур основана на определении содержания малых элементов практически во всех петрографических разновидностях пород. Анализы производились в спектральных лабораториях ВСЕГЕИ и ЛГО «Севзапгеология» приближенно-количественным спектраль-

ным методом повышенной точности на 30 элементов. Группа элементов подверглась количественным методам анализа Rb, Sr, Pb, Th — рентгеноспектральным; Cr, V, Sn, Ag, Co, Mo — спектральным; Cs, K, Na — фотометрии пламени; Hg — атомной адсорбции. Химические анализы силикатных пород проводились в лаборатории ВСЕГЕИ по обычной методике. Результаты приближенно-количественных спектральных анализов повышенной точности обрабатывались с помощью построения гистограмм распределения элементов в вулканитах, а данные, полученные количественными методами, рассчитывались с помощью приемов математической статистики. В дальнейшем авторы оперировали статистическими параметрами, определенными для количественных данных с помощью расчетов, и в качестве среднего использовали среднее арифметическое значение, а для приближенно-количественных данных средний параметр (медианное значение, в некоторых случаях модальное) снимался с упомянутых выше гистограмм.

Всего обработано более 1000 проб приближенно-количественным спектральным методом повышенной точности и проведено 2650 элементо-определений количественным методом.

Геохимия пород Улакского и Сугджарского палеовулканов. Основные данные по распределению малых элементов в вулканических образованиях этих вулканов приводятся в табл. 1.

Содержание большинства малых элементов в вулканитах рассматриваемых палеовулканов в основном ниже, реже равны кларку земной коры (по А. П. Виноградову, 1962) для соответствующих пород. Ниже кларка во всех разновидностях пород обоих вулканов наблюдаются Pb, Rb, U, Th, Zr, Sr, Ba, Ag; выше кларка — Se, Sn, Mo, Be, Mn, отчасти Mo, Co; остальные элементы содержатся в количествах, близких к кларку. Таким образом, ниже кларка присутствует в основном группа литофильных элементов (щелочных и щелочно-земельных), а выше — элементы группы Fe (Ni, V, Mn) и редкие элементы, обладающие часто амфотерными свойствами (Mo, Sn, Be, Sc).

Рассчитанные коэффициенты накопления (R) для элементов этих групп следующие: для щелочных — 0,87, для литофилов — 0,9, для сидерофилов — 1,0, для редких — 2,4.

Рассматривая содержания элементов в конкретных породах Улакского и Сугджарского палеовулканов можно подчеркнуть, что особенно устойчиво низкими и равномерно распределенными содержаниями характеризуются Sr, Al, Nb, Sn, Mo для андезитов, Zr, Ti для риолитов обоих палеовулканов. Сложным характером распределения с высоким коэффициентом вариации для всех пород отличаются Ni, V, Cr, Mn, Ba, Zr, для андезитов дополнительно Zr, Co.

Геохимия пород Сутамской ВТС. Содержание элементов в вулканитах очень разнообразное (табл. 2). Устойчиво

Таблица 1

Средние содержания, г/т, малых элементов в породах вулcano-тектонических структур

Порода	К-во проб	Pb	Rb	Sr	Cr	V	Sn	Ag	Co	Mo
Улакский палеовулкан										
Риолиты, их лавы и туфы	7	16,9	93,0	420	33,2	14,8	4,8	0,013	4,5	3,6
Дациты, их лавы и туфы	6	12,3	112,5	390	41,0	65,3	4,5	0,009	8,6	2,6
Андезиты и диоритовые порфиры	12	13,1	57,9	808	36,5	160,0	4,0	0,007	22,3	2,4
Туфопесчаники, туфы	9	10,2	78,0	680	32,0	220,0	2,0	0,003	22,0	2,1
Сугджарский палеовулкан										
Риолиты, их лавы и туфы	13	16,4	140,0	99,8	37,7	12,6	5,6	0,0020	3,7	3,8
Дациты, их лавобрекчии и туфы	4	14,2	122,5	50,0	66,0	7,1	7,3	0,0018	4,3	6,8
Андезиты, андезитовые порфиры	10	10,8	91,5	447,0	29,2	107,0	9,8	0,0016	11,9	2,4
Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры (дайки)	8	10,4	112,5	94,0	41,2	13,0	6,2	0,0021	4,5	4,4

Таблица 2

Средние содержания малых элементов, г/т, и щелочей, %, в породах Сутамской вулcano-тектонической структуры

Порода	К-во проб	Pb	Rb	Cs	Cu	Ni	K ₂ O	Na ₂ O	Co	Mo
Риолиты	10	12,6	121,2	1,6	128,0	21,0	3,70	2,60	3,6	3,2
Гранодиорит-порфиры	9	12,0	97,3	1,7	70,0	16,5	3,70	2,83	4,0	2,9
Дациты, риодациты	18	21,0	112,6	4,3	99,0	23,5	3,64	2,64	4,7	3,3
Андезит-базальты	8	19,0	67,4	5,6	130,0	76,0	1,95	2,25	10,2	3,6
Долериты, габбро	8	7,0	62,2	2,0	112,0	100,0	1,91	2,21	10,3	1,4
Диоритовые порфиры, кварцевые диориты (дайки)	8	15,8	84,2	2,6	117,0	33,7	2,15	1,84	6,4	2,4

Средние содержания щелочей, %, и Sr и Pb, г/г, в породах Ольдойской вулcano-тектонической структуры

Порода	К-во проб	K ₂ O	Na ₂ O	Rb	Sr	Pb
Риолиты, их туфы и лавобрекчии	95	3.85	2.25	177	37	14
		0,97—5,40	0,68—3,5	35—300	25—100	10—80
Лавы дацитов	10	4.53	2.12	—	—	—
		3,15—5,0	1,47—3,08	—	—	—
Андезиты, андезитовые порфиры	14	3,0	2,6	80	—	16
		1,95—3,92	1,37—3,66	30—117	—	4—36

Примечание: в знаменателе указаны пределы колебания содержаний.

выше кларка земной коры и соответствующих пород (по А. П. Виноградову, 1962) отмечаются Ti, Cr, Cu, Ga, Sc, Mo, Co, Yb, а ниже — Mn, Ag, Be, Rb, Co. Остальные элементы характеризуются содержаниями, близкими к кларковым, или изменяются в зависимости от кремнекислотности вулканитов, например, Cs и Ni ниже кларка в кислых и существенно выше в средних и основных вулканических породах. Устойчиво низкими содержаниями характеризуется Rb, хотя содержание K существенно не отличается от кларкового. С другой стороны, так же устойчиво, но выше кларка, присутствует Mo. Для некоторых элементов (Cu, Zn, Ba, Co, Ni, Mn) характерно очень неравномерное с высоким коэффициентом вариации (более 45 %) распределение содержаний. Поскольку накопление многих элементов нестабильно, а их распределение неравномерно, расчет коэффициентов накопления не производился.

Геохимия пород Ольдойской ВТС. Для Ольдойской ВТС характерны содержания элементов в основном близкие кларку земной коры и кислым породам (по А. П. Виноградову, 1962). Выше кларка во всех разновидностях вулканитов содержания Zr, La, Y, а ниже — Sr, Ba, Zn, V. При этом элементы обеих групп распределены относительно неравномерно, чем и отличаются от элементов близкларковых и распределенных равномерно (табл. 3).

Таким образом, для рассматриваемой ВТС отмечается литофильный профиль повышенных по отношению к кларку содержаний элементов при значениях коэффициентов накопления для литофилов — 2,1, для Zn и V — 0,83.

Подводя итог, можно подчеркнуть, что, несмотря на многие общие черты рассмотренных ВТС (единый мезозойский этап тектоно-магматической активизации, гомодромный тип эволюции вулканизма, сходство петрохимии и другие), геохимически все ВТС различаются между собой. Для Бомпакской зоны характерно превышение над кларком содержания таких элементов как Mo, Mn, Sn, Sc, Be, т. е. лито-сидерофильной группы, для Уруша-Ольдойской зоны — La, Y, Zr, т. е. литофильной группы, для Северо-Становой — Ti, Cr, Cu, Se, Mo, Ga, т. е. смешанной лито-халько-сидерофильной. При этом структуры четко различаются и дефицитными элементами. Отличия, по мнению авторов, обусловлены существенными особенностями блоков земной коры, в пределах которых формируются магматические очаги, продуцирующие вулканиты соответствующих ВТС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР/Гл. ред. А. Д. Шеглов. Л.: Недра, 1979. 304 с.
2. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. Л.: Недра, 1975.
3. Шило Н. А., Кулиш Е. А., Игнатьев А. Б. Организация и металлогения вулканогенных структур Тихоокеанского обрамления. — ДАН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1469—1470.

УДК 550.4:553.494(571.51)

Р. И. Шурупова

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТИТАНОНОСНЫХ ПОРОД РАЗРЕЗА ЛЫСАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Интрузии Лысанского комплекса, к которым приурочены титаномagnetитовые месторождения, распространены в Восточно-Саянском зеленокаменном поясе (PR_{1-2}), узкой полосой протянувшегося между Дербинским срединным массивом (AR_2^2) на северо-востоке и Сисимо-Казырской рифтогенной структурой (PR_3) на юго-западе и отделенном от них системой региональных глубинных разломов. Вмещающими породами комплекса являются терригенно-вулканогенные отложения урманской свиты (PR_1), залегающие в основании кувайской осадочно-вулканогенной серии (PR_1-PR_2). Породы урманской свиты смяты в систему складок северо-западного простирания. По отношению к вмещающим породам интрузивные тела являются синкинематичными. Форма тел линзовидная, пластообразная (силлы), в целом согласная с ориентировкой вмещающих пород. Наблюдает-

ся конформное внутреннее расслоение массивов с субпараллельным расположением слоев (в случае силлов). Разновидности пород Лысанского комплекса и вмещающей его свиты, а также продукты их метаморфизма приведены в табл. 1.

К ультраосновным породам Подлысанского (участки Россыпь, Пирамида), Лысанского (участки Безымянный, Лысан) и Кедранского массивов приурочено промышленное железо-титановое оруденение.

Первичными типами руд являются титаномagnetитовые и ильменитовые. В результате процессов метаморфизма образовались перекристаллизованные ильменит-магнетитовые, а также сфен-ильменитовые руды [6].

Петрохимический анализ пород Лысанского комплекса позволил выделить в них последовательный ряд дифференциатов от оливинитов до трахидолеритов*.

Дифференциация магматического расплава во времени сопровождалась: повышением железистости и уменьшением магнезиальности силикатной части расплава; последовательным уменьшением соотношения Mg/Ca и постепенным обогащением дифференциатов SiO₂ и щелочами, с максимальной их концентрацией в конечных продуктах при незначительном общем содержании щелочей в ультраосновных дифференциатах.

Среди вмещающих вулканогенных пород выделены группы относительно более ранних дифференциатов, представленных апоэффузивными амфиболитами, и более поздних — метагаббро-диабазов и метапорфиритов.

По своим петрохимическим особенностям апоэффузивные амфиболиты относятся к группе ультраосновных пород и соответствуют безрудным пироксенитам, частью плагиопироксенитам лысанского комплекса. Последующие дифференциаты относятся к группе основных пород и по химическому составу соответствуют керсутит-роговообманковым габбро. Пространственная сопряженность эффузивов урманской свиты и интрузий лысанского комплекса и совпадение петрохимических характеристик свидетельствует об их комагматичности [2, 5].

Изучение процессов метаморфизма с учетом изменения пористости и плотности пород указывает на биметасоматический характер их вторичного изменения. Эти процессы сопровождались локальным перераспределением одних и привносом-выносом других компонентов и обусловили появление промежуточных по составу, а также специфических разновидностей пород [3].

Характер перераспределения пороодообразующих компонентов в процессе метаморфизма приводится в табл. 1.

* Петрохимические пересчеты производились по методике, предложенной Богачевым [1], когда из расчетов исключается часть TiO₂ и эквивалентное ей количество Fe, связанное с первичной рудной вкрапленностью.

В целом при преобразовании различных пород наблюдается повсеместный привнос H_2O^+ , CO_2 , K_2O и локальный привнос Na_2O , а также преимущественный вынос MgO и CaO .

Для количественной характеристики привноса-выноса в процессе метаморфизма пород можно привести несколько примеров. При переходе апонеридотитовых серпентинитов в существенно хлорит-карбонат-талльковые породы суммарный вынос вещества составляет около 2%. При образовании из них же тальк-карбонатных пород суммарный привнос вещества составляет около 1%. При образовании апосерпентинитовых пород рудно-хлоритового состава общий вынос вещества составил около 6%. В рудных серпентинитах (апооливинитах — дерцолитах) практически весь TiO_2 сосредоточен в титаномagnetите. В реликтовом оливине и пироксенах содержание TiO_2 не превышает первых долей процента. В безрудных серпентинитах преобладающая часть TiO_2 связана с титанавгитом. В тремолитовых амфиболитах (аповерлитах) приблизительно $7/8$ TiO_2 связано с первичным ильменитом и $1/8$ — с силикатами. В метапироксенитах и плагиоамфиболитах $3/4$ TiO_2 связано с рудными минералами. В керсутитовых и керсутит-роговообманковых метагаббро отношение рудного TiO_2 к силикатному TiO_2 составляет в среднем 1,2:1. Образование апонеридотитовых амфиболитов, сланцев и жильных пород в большинстве случаев характеризуется отрицательным балансом вещества, поскольку вновь образованные породы имеют большую пористость по сравнению с исходными пироксенитами.

По той же причине в рассланцованных метагаббро суммарное количество вещества в единице объема уменьшается на 0,5—2, а при образовании апогабброидных альбититов — на 3—10%. В последнем случае это происходит вследствие уменьшения плотности альбититов по сравнению с метагаббро. Баланс вещества при изменении апоэффузивных пород отрицательный.

Распределение элементов-примесей в интрузивных и вмещающих породах было изучено при помощи приближенно-количественного спектрального анализа. В пределах чувствительности анализа в породах не были установлены следующие элементы: Li, As, Sb, Hf, Ta, Tl, U, Th, W, Bi, Sb, In, Ce, La, Cd, Ag. По степени информативности выделяются элементы сквозные малоинформативные: Cu, Be, Ga. В меньшей степени это относится к V, поскольку устанавливаются специфические коррелятивные связи между V и элементами группы Fe в отдельных породах. Наибольшей спецификой распределения в различных группах и типах пород обладают Ni, Co, Cr, Sc, Y, Yb. Промежуточными по степени информативности являются Ba, Sr, Pb, Zr.

Породы, претерпевшие в процессе метаморфизма глубокие изменения минералогического состава, но имеющие массивную текстуру, сохраняют комплекс микроэлементов в малоизмененном виде по сравнению с исходной породой.

Распределение породообразующих компонентов в процессе метаморфизма различных пород

Исходные породы	Промежуточные разновидности пород	Конечные продукты	Привнос		Сохраняются на прежнем уровне	Локально перераспределяются	Вывос		
			сильный	слабый			сильный	слабый	
<i>Лысанский интрузивный комплекс</i>									
Оливиниты, лерцолиты	Серпентиниты	Талькиты (без карбоната)	SiO ₂ , CO ₂	H ₂ O ⁺	TiO ₂ ; Fe	Преобладает Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ , MgO	—	
		Тальк-карбонатные породы	CaO; CO ₂	H ₂ O ⁺ , K ₂ O	TiO ₂ , Fe	Преобладает Fe ₂ O ₃	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO	—	
		Листвениты	CaO; CO ₂	—	TiO ₂ , Fe	Преобладает FeO	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, H ₂ O	—	
Верлиты	Тремолитовые амфиболиты	Эндоконтактные сланцы	CO ₂ , K ₂ O, CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂ , TiO ₂ , FeO	—	Fe ₂ O ₃ , MgO, H ₂ O ⁺	—	
Пироксениты	Амфиболизированные пироксениты	Апопироксенитовые амфиболиты; эндоконтактные сланцы	CO ₂ , K ₂ O (в сланцах)	Na ₂ O	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂ , Fe ₂ O ₃	H ₂ O ⁺ , CaO, MgO, TiO ₂	
Плагнопироксениты	Плагноамфиболиты	Эндоконтактные сланцы	CO ₂ , H ₂ O ⁺ , Na ₂ O, K ₂ O	—	MgO, TiO ₂	Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , FeO	SiO ₂ , CaO	—	
5 Заяч. 1003	Габбро	Метагаббро	Эндоконтактные сланцы	—	Al ₂ O ₃ , CO ₂	—	FeO, Fe ₂ O ₃ , H ₂ O ⁺ , Na ₂ O,	—	SiO ₂ , K ₂ O, CaO, TiO ₂ , MgO
		Альбититы	Na ₂ O, K ₂ O, SiO ₂ , CO ₂	—	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ , H ₂ O ⁺	TiO ₂	—	
<i>Урманская свита</i>									
Вулкано-генные породы	Апоэффузивные амфиболиты	Сланцы	MgO, K ₂ O, H ₂ O ⁺	—	—	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , TiO ₂ , FeO	CaO, Na ₂ O	—	
	Метагаббро-диабазы	Сланцы	K ₂ O, H ₂ O ⁺	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeO, TiO ₂	MgO, CaO	—	
		Альбититы	Al ₂ O ₃ , Na ₂ O	H ₂ O ⁺	—	—	SiO ₂	TiO ₂ , FeO, Fe ₂ O ₃	K ₂ O
	Метапорфириты	Сланцы	Na ₂ O, K ₂ O, H ₂ O, CO ₂	—	MgO	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO, TiO ₂ , FeO, Fe ₂ O ₃	MgO, CaO	—	

В отличие от них катаклазированные, рассланцованные породы из сравнительно узких зон эндоконтактов характеризуются специфическим распределением микроэлементов, указывающим на активную миграцию их вдоль этих зон. Например, наблюдается привнос Zr, Y, Yb, Ba, Sr, Pb в эндоконтактовые зоны апоперидотитовых тел. Апопироксенитовые сланцы, по сравнению с исходными породами, содержат значительно меньше Cr, Pb, Ni, Co. Эндоконтакты керсутитовых метагаббро, напротив, характеризуются повышенными содержаниями Ni, Co и V. Апоэффузивные амфиболиты резко отличаются от группы вмещающих пород габброидного состава повышенным уровнем содержания Ni, Cr и пониженным — Sr, Pb, Zr, Y, Yb. При сравнении с интрузивными породами апоэффузивные амфиболиты по распределению микроэлементов сходны с апоперидотитовыми и с апопироксенитовыми породами.

В выделенных группах пород устанавливаются специфические линейные коррелятивные связи для определенных групп элементов (табл. 2).

Сопоставление результатов приближенно-количественного спектрального анализа пород и выделенных из них породообразующих и акцессорных минералов позволяет дать сравнительную оценку роли кристаллохимического и геохимического (петрохимического) факторов в распределении в породах микроэлементов [4]. Последние по этому признаку могут быть условно разделены на три группы: 1) Ge, As, Sc, Nb, Y, Yb, Ba, Sr; 2) V, Ni, Co, Cr, Zr, Ga, Be, Pb, Zn; 3) Mn, Cu, Mo, Sn.

Сравнение содержаний одинаковых микроэлементов в различных минералах дает представление о роли кристаллохимического фактора для распределения микроэлементов. Резко выражено значение этого фактора в распределении Ge, As, Sc, Nb, Y, Yb и в несколько меньшей степени — Ba, Sr.

Микроэлементы второй группы присутствуют в большинстве минералов либо в повышенных количествах (V, Ni, Co, Cr, Zr, Ga), либо в пределах, близких к пределам чувствительности определения (Be, Pb, Zn). Причем для элементов последней подгруппы в некоторых минералах отмечаются аномально высокие содержания (Pb — в апатите, Zn — в пирротине и сфене).

Микроэлементы третьей группы присутствуют почти во всех минералах, т. е. кристаллохимический фактор в распределении этих минералов имеет подчиненное значение — Mn, Cu, Mo, Sn.

Сравнение содержаний каждого из микроэлементов в одинаковых минералах из различных пород характеризует значение геохимического (или петрохимического) фактора в распределении микроэлементов. В целом геохимический фактор в наибольшей степени влияет на распределение микроэлементов второй группы и гораздо меньшее значение имеет для микроэлементов первой и третьей групп.

Распределение микроэлементов в породах лысанского комплекса

Группы пород, выделенных по специфическому распределению микроэлементов	Высокий средний уровень и широкие интервалы содержания	Пониженный уровень содержания	Устойчивая линейная корреляция	Прямая (+); обратная (-)
Серпентиниты рудные; апоперидотитовые породы	V, Ni, Co, Cr, Cu	Zr	V—Ni—Co—Cr—Cu	(+)
Серпентиниты безрудные	Максимальное содержание Cr	—	V—Ni—Cr; Co—Cu	(+)
Эндоконтактные породы апоперидотитовых пород	Zr, Y, Yb, Ba, Sc, Pb	—	—	—
Пироксениты и аопироксенитовые породы (рудные)	Pb, Sc, Zr, Ga	Cr, Co, Ni	Ni—Co; Cu—Sc; Ba—Sr; Ga—Zr	(+)
Пироксениты и плагиоамфиболиты (безрудные)	Cr	—	—	—
Метагаббро; альбититы	Pb, Ba, Sr, Zr, Y, Yb	Ni, Co, Cr, Sc	Ni—Co—Cu; Zr—Y—(Yb)	—
Апоэффузивные амфиболиты	Ni, Cr	Sr, Pb, Zr, Y, Yb	—	—
Метагаббро-диабазы; метапорфириты; сланцы	—	—	V—Ni—Co—Cr—Cu B—Sr; V—Ni; Ni—Cr—Cu—Sc; Ba—Sr—Ga—Sc	(-) (+)

В ряде минералов наблюдается зависимость распределения некоторых микроэлементов от состава исходных пород. В титаномагнетитах и ильменитах это явление практически не отмечено. Пироксены (титанавгиты) из рудных пироксенитов обогащены почти всеми микроэлементами за исключением Zr. Амфиболы из перидотитов (группа тремолита—актинолита), по сравнению с амфиболами из других пород (группа роговой обманки), характеризуются относительно меньшим содержанием Cr, Ga, Zr и минимальным содержанием Ba, Se, но содержат при этом значительно больше Ni. Роговые обманки из пироксенитов ха-

рактируются наибольшими значениями Sc и повышенными содержаниями Ba. Наибольшее содержание Ba свойственно роговым обманкам из габбро, а Cu — из безрудных пироксенитов.

Хлориты апонеридотитовых пород, по сравнению с другими разновидностями, содержат относительно больше Ni и Cr и меньше Zr. Биотиты из апонеридотитовых, а также из вмещающих пород характеризуются большим содержанием V, Ni, Co, Cr и меньшим содержанием Ga, Zr и Ba по сравнению с биотитами из пироксенитов и габбро. Клиноцоизиты из апонеридотитовых пород содержат относительно больше Cr и Mn, а из апоэффузивных пород — относительно меньше V и Cu. В сфенах из перидотитов и рудных пироксенитов отмечается наибольшее содержание V; сфены из безрудных пироксенитов специфичны минимальным уровнем содержаниями Zn, Cu, Nb. Пирротины из перидотитов обогащены Ni и Cr.

Особенности распределения элементов в минералах связаны со спецификой состава исходной породы или с унаследованием особенностей состава первичных минералов (пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, рудных) и замещающими их вторичными минералами (хлоритом, биотитом, клиноцоизитом, сфеном, пирротинном).

Наконец, для ограниченного круга микроэлементов в отдельных разновидностях пород можно говорить о явлениях привноса-выноса при процессах метаморфогенного минералообразования. Например, в апонеридотитовых сланцах по сравнению с исходными породами (серпентинитами, тремолитовыми амфиболитами) наблюдаются пониженные содержания Cu в титаномагнетитах, биотитах и карбонатах; Ba — в биотитах. В альбититах биотиты характеризуются повышенным уровнем содержаниями Nb, Zr, Y, Yb. В ильмените и карбонате лиственитов установлены пониженные содержания Ni, Co, Cr. Кроме того, карбонаты лиственитов отличаются пониженным содержанием Mo и относительно повышенным содержанием Sc, Cu, Zr и в особенности V.

В заключение необходимо подчеркнуть:

1. Результаты геохимических исследований находятся в соответствии с геологическими наблюдениями и указывают на комагматичность эффузивов урманской свиты и интрузий лысанского комплекса. Учитывая согласное залегание интрузий с вмещающими породами, конформное или субпараллельное внутреннее расслоение дифференцированных силлов, а также некоторые специфические особенности структур пород следует предположить первоначально субгоризонтальное залегание и близповерхностное происхождение интрузий лысанского комплекса [7, 8].

2. Составы вторичных минералов определяются составом исходных пород. Несмотря на преобразование интрузивных пород лысанского комплекса и вмещающей толщи до зеленых сланцев, с переработкой их вдоль зон повышенной проницаемости до

таляк-карбонатных, таляк-тремолитовых сланцев, лиственитов и альбититов, в целом отмечается ограниченная миграция петрогенных и рудных компонентов, а также элементов-примесей. Это позволяет считать доминирующим процессом локальное перераспределение компонентов в пределах объемом изученных пород.

3. При метаморфизме титаноносных пород ильменит поздних дифференциатов (пироксенитов) преимущественно замещается сфероном, а титаномагнетит ранних дифференциатов (оливинитов, ферролитов) перекристаллизовывается с выделением сегрегаций ильменита и магнетита. Только последние могут представлять промышленный интерес в качестве комплексных железо-титановых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богачев А. И.* К вопросу о пересчете химических анализов рудных титаносодержащих пород основного состава по методу А. Н. Заварицкого. — Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 4, с. 16—19.
2. *Глазунов О. М.* Проблема геохимии и генезиса гипербазитов. — Тез. симпозиума «Ультраосновные магмы и их металлогения». Владивосток, 1983, с. 103—104.
3. *Наковник Н. И.* О метасоматическом минералообразовании и законе равных объемов. — Зап. МВО, 1958, сер. 2, ч. 78, вып. 4, с. 270—272.
4. *Рудник В. А.* Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л.: Недра, 1966. 118 с.
5. *Шелковников А. Д.* О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. — Мат-лы по геологич. и полезным ископаемым Красноярского края, 1962, вып. 3, с. 65—96.
6. *Шурупова Р. И.* Титан. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территории СССР на твердые полезные ископаемые. Л., Недра, 1979, с. 107—123.
7. *Шурупова Р. И.* Сравнительная характеристика печенгского никеленосного и лысанского титаноносного интрузивных комплексов как один из критериев прогноза оруденения. — В кн.: Совещ. по проблеме «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых». Л., Недра, 1971, с. 241—245.
8. *Шурупова Р. И.* О некоторых особенностях так называемой габбро-верлитовой формации Карело-Кольского региона. — Тез. симпозиума «Ультраосновные магмы и их металлогения». Владивосток, 1983, с. 59—60.

УДК 550.4:[552.4:553.22](571.5)

Л. Б. Макарьев, Г. В. Дитмар

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МЕТАСОМАТИТОВ ПРИБАЙКАЛЬСКО-ЧАРСКОГО РУДНОГО ПОЯСА*

Прибайкальско-Чарский рудный пояс (рисунок) приурочен к окраине плиты Сибирской платформы и протягивается от южной оконечности оз. Байкал до бассейна среднего течения р. Ча-

* Авторы выражают признательность Н. Б. Ильгиной и М. В. Павлову за помощь в сборе и обработке материалов, положенных в основу данной статьи.

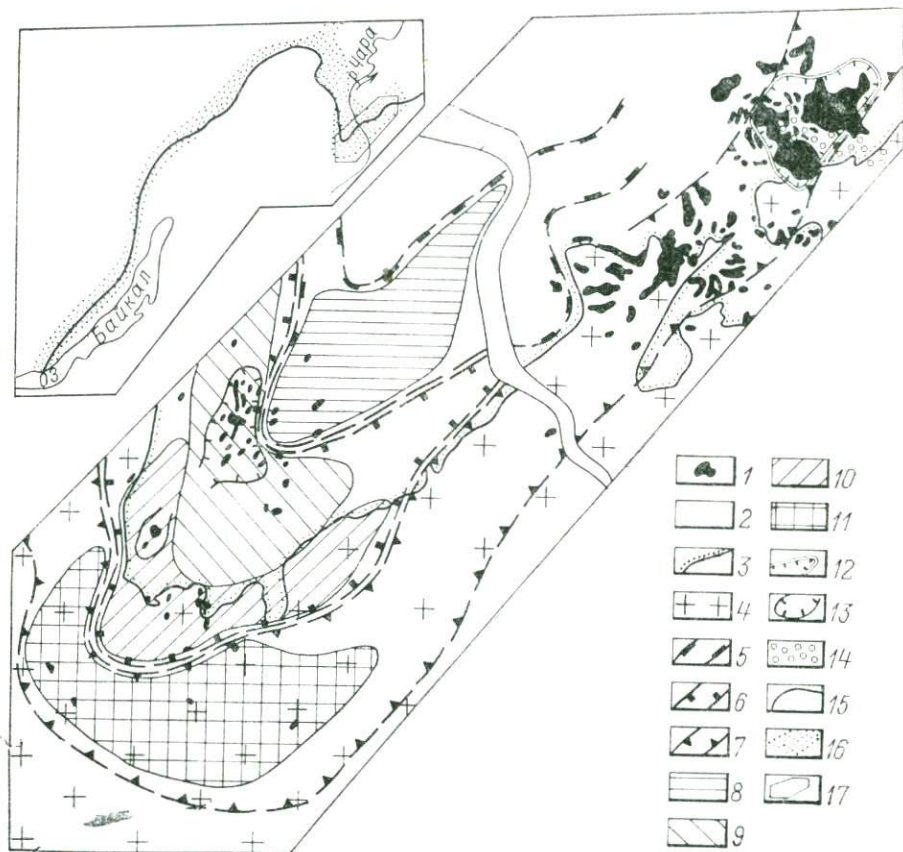


Схема региональной метасоматической и геохимической зональности района бассейна среднего течения р. Чары (современные аллювиальные отложения в ее долине обозначены двойной линией).

1 — выходы щелочных пород мезозойской западно-алданской серии; 2 — плита Сибирской платформы; 3 — граница платформенных отложений; 4 — кристаллическое основание; 5—7 — зоны распространения мезозойских метасоматических формаций: 5 — доломитовой, 6 — березит-аргиллизитовой (в т. ч. фенитовой-II), 7 — гумбентовой (включая фенитовую-II, частично фенитовую-I и щелочнопропилитовую); 8—13 — геохимические зоны и ореолы: 8 — халькофильная (Кумахулахская), 9 — халькофильная (Жуя-Ничатская [6]), 10 — (лито)-халькофильная (Сеньская), 11 — лито-халькофильная (Ничатская), 12 — комплексная лито-халькофильная, соответствующая совмещенному проявлению слюдястых гумбентоидов, фенитов-II, частично фенитов-I и щелочных пропилитов (Мурунская, восточная часть Атабастах-Торгойской металлогенической зоны [7]), 13 — лито-халькофильный (в связи с фенитами-II); 14 — ареал распространения фенитов-I и щелочных пропилитов; 15 — граница плиты Сибирской платформы; 16 — Прибайкальско-Чарский рудный пояс ([6], с дополнениями авторов); 17 — рассматриваемая территория

ры (левый приток р. Олекмы в ее нижнем течении). Большая его часть выделяется под названием Прибайкальского полиметаллического рудного пояса [6]. Авторы считают возможным продлить рассматриваемый пояс далее на восток за правобережье р. Чары, по крайней мере до меридиана 120° , и назвать его Прибайкальско-Чарским.

В бассейне р. Чары этот пояс совмещается с выходами магматических пород мезозойской западно-алданской щелочной серии [4] и ассоциирующих с ними гидротермально-метасоматических образований, формирование которых связано с эпохой мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита [9].

В предлагаемой статье рассматриваются геохимические особенности мезозойских метасоматитов, регионально развитых в восточной части Прибайкальско-Чарского рудного пояса, включая Атабастах-Торгойскую металлогеническую зону [7]. Этими метасоматитами образованы три формационных ряда, приведенные в таблице в возрастной последовательности снизу вверх. Метасоматиты двух первых рядов обнаруживают генетическую и парагенетическую связь с мезозойскими плутоническими формациями: ранней — калиевых фельдшпатоидных сиенитов (фенит-I — щелочнопропилитовый ряд) и поздней — щелочносиенит-граносиенитовой (фенит-II — гумбент — березит-аргиллизитовый ряд), чем и обосновывается их мезозойский возраст. Для метасоматитов третьего ряда (группы), сформировавшихся предположительно на позднем (послемагматическом) этапе мезозойской активизации, возраст определяется опосредованно — на основании структурного контроля их заведомо мезозойскими системами разрывных нарушений, трассирующихся телами щелочных пород, а также в связи с определенным, закономерным их положением в региональной мезозойской метасоматической зональности.

Аналитические определения выполнялись во ВСЕГЕИ (рентгено-спектральный на Pb, Rb, Sr, Nb, Y, Zr, Mo, As и др., атомно-абсорбционный на Cd, Bi, Tl, Ag, Hg и полуколичественный спектральный анализы). Для количественных определений рассчитывались средние арифметические значения и квадратические отклонения; в качестве оценки средних по полуколичественным спектральным данным в соответствии с рекомендацией [2] использована медиана. Все результаты анализов сведены в таблицу, в которой представлены данные, относящиеся только к внутренним зонам метасоматических колонок.

Фенит-I — щелочнопропилитовый формационный ряд

Наиболее ранний из мезозойских фенит-I — щелочнопропилитовый ряд представлен плутоногенными формациями калиевых фенитов и пропилитов. В последнюю авторами включены бенстонитовые карбонатиты и чаронитовые породы [1, 8], в генетическом отношении представляющие собой ультращелочные калиевые пропилитоиды, связанные с калиевы-

Распространенность некоторых рудных элементов
в мезозойских метасоматитах бассейна среднего течения р. Чара

Ряды и группы формаций	Формации и метасоматические породы	Кларк концентрации				Тип геохимической специализации	
		более 5	5—2	2—0,9	менее 0,9		
Карбонатных метасоматитов	Доломититовая	Cd (>10)	Pb (>10), Bi (2)	Zn (>10), Sr (1)	Zr, Y, Nb, Rb, Tl, Cu, Ni, Cr, V	Халькофильный	
гумбент—березит-аргиллизитовый	Березит-аргиллизитовая, в т. ч.:	джасперонды	Cd (>10)	Zn (>10), Pb (>10), Hg (5,1)	Bi (1)	Zr, Y, Nb, Rb, Tl, Cu, Sr	Халькофильный
		гидрослюдзиты	Bi (>10), Pb (7), As (1,4)	—	Cu (3), Zn (5), Y (2,5), Nb (2), Mo (1), Rb (1,1), Tl (1,9), V (~10), Cd (2,9)	Zr, Co, Ni, Cr, Sr	(Лито)-халькофильный
	Гумбентовая	As (>10), Mo (8), Bi (7,5), W (>5)	Pb (2,5), Tl (2,7), Rb (1,9)	V (>10), Nb (2,2), Y (1,9), Cr (10)	Co (6), Ni, Cu, Zn, Cd, Zr, Sr	Лито-халькофильный	
Фенит-II	Фенитовая-II	Pb (>10), Bi (7), Sr (4), V (5), Zr (4), As (1)	Cd (>10), Mo (10), Nb (2)	Y (4), Zn (1), Rb (1)	Ni, Cr, Cu (2,5), Ag, Tl	Лито-халькофильный	
Фенит-I — щелочнопропильный	Щелочнопропильная, в т. ч.:	бенстонитовые карбонатиты	Sr (>10)	Cu (5), Pb (1,2)	V (0,6)	Zr, Rb, Y, Zn, Ag, Co, Ni, Cr	(Сидеро)-лито-халькофильный
		чаронитовые	Sr (6,3), Pb (2,4)	V (4)	Cu (2), Zr (1,1)	Cr (6), Nb, Rb, Y, Mo, Zn, Ag, Co, Ni	
	Фенитовая-I, в т. ч.:	фениты лейкократовые	—	Pb (1,9)	V (5,8), Rb (1,8), Sr (1,6), Zr (1), Cu (2)	Mo, Y, Nb, Co, Ni, Cr, Zn, Ag	
		фениты меланократовые	—	Sr (5,4), V (10), Zr (4,2)	Pb (0,9)	Cu, Mo, Rb, Nb, Zn, Co, Ni, Cr	

Примечание: в скобках приведены коэффициенты концентрации относительно содержания в боковых породах.

ми фенитами Маломурунского массива. Метасоматиты обеих формаций, наряду с повышенной щелочностью при отношении K_2O/Na_2O от 1,1 до 9,7, отличаются дефицитом алюминия. Для них характерно формирование по типу околонитрузивных систем и латеральная зональность: внутренняя (тыловая) зона фенитов и внешняя — щелочных пропилитов.

В геохимическом отношении метасоматиты рассматриваемого ряда обнаруживают (сидеро)-лито-халькофильную специализацию, при этом для щелочных пропилитов характерна $Sr-Pb-Cu-V \pm Zr$ ассоциация, а для лейкократовых и мезо-меланократовых фенитов — соответственно $Pb-V \pm Cu \pm Rb \pm Sr \pm Zr$ и $V-Sr-Zr \pm Pb$ ассоциации элементов. Геохимические особенности метасоматитов данного формационного ряда определяются присутствием в них борнита, галенита, $Ba-Sr$ — карбоната бенстонита, цирконосиликатов (ваденит и др.) и других редких и малораспространенных минералов. Ванадий концентрируется в породообразующих темноцветных минералах (главным образом в эгирине).

Фенит-II—гумбейт—березит-аргиллизитовый формационный ряд

В этот ряд объединены плутогенные (фенитовая-II) и тектоногенные метасоматические формации главного этапа активизации.

Фенитовая II формация включает натровые (альбитовые) фениты и ассоциирующие с ними кварц-карбонатные гидротермалиты и метасоматиты, развивающиеся по типу внутри- и околонитрузивных систем. Последнее более характерно для кварц-карбонатных метасоматитов и гидротермалитов.

Лито-халькофильная специализация образований данной формации определяется $Pb-Bi-Sr-V-Zr-As-Cd-Mo-Nb-Y \pm Zr \pm Rb$ комплексной полиметалльной ассоциацией при ведущей роли халькофильных элементов. В минералогическом отношении метасоматиты фенитовой-II формации объединяет постоянное присутствие рассеянной (в альбититах) и прожилковой (в гидротермалитах) галенитовой, $TR-Sr$ -содержащей карбонатной, молибденитовой, пиритовой и прочей сульфидной минерализации. Кадмий и висмут в значительных количествах присутствуют в галените и других сульфидах. Ванадий, как и в фенитах-I, является характерной примесью темноцветных — эгирин-а переменного состава и щелочных амфиболов.

На западе анализируемой территории в пределах Желнинского и Еемнякского щелочных массивов с выходами метасоматитов фенитовой-II формации известны два локальных геохимических ореола, предположительно связанных друг с другом (см. рисунок).

Гумбентовая формация представлена метасоматитами фаций повышенной (собственно гумбенты) и пониженной (слюдистые гумбентоиды) щелочности. Собственно гумбенты — пирит-анкерит (доломит)-калишпатовые метасоматиты — проявлены в долгоживущих разломах кристаллического основания, где развиваются по архейско-раннепротерозойским образованиям. Слюдистые гумбентоиды — биотит- и мусковит-карбонатные метасоматиты — выделены на северо-востоке рассматриваемой территории, где контролируются теми же северо-восточными системами разломов и развиваются по щелочным породам мезозоя.

Общим для метасоматитов данной формации, наряду с петрохимическими особенностями (привнос углекислоты, Fe, K, отчасти Mg), является лито-халькофильная геохимическая специализация, выражающаяся устойчивой As—Mo—Bi—W—Ag—Pb—Tl—Rb—V±Nb±Y±Sr ассоциацией. Такой спектр элементов характерен для метасоматитов как внутренних, так и внешних зон метасоматической колонки. В гумбентах установлены пирит нескольких генераций с аномальными содержаниями As, арсенопирит, молибденит. По сравнению с другими мезозойскими метасоматитами галенит, а также халькопирит менее характерны.

Метасоматиты гумбентовой формации по возрасту, структурной позиции и вещественному составу близки гумбентам центрального Алдана [3, 5].

В совокуности метасоматитами рассмотренной формации образована региональная зона, располагающаяся по периферии плиты Сибирской платформы и являющаяся внешней относительно общей площади распространения мезозойских метасоматитов на данной территории. Геологический смысл этой тектоно-метасоматической зоны определяется сочетанием сближенных региональных разломов, обрамляющих платформенную плиту и контролирующихся проявлениями мезозойского щелочного магматизма (массивы, дайковые пояса и рои) и железо-углекислотно-кальцевого метасоматоза (гумбентизации). В пределах этой зоны выделены два геохимических ореола: Ничатский и Мурунский. Последний соответствует восточной части Атбастах-Торгойской металлогенической зоны. Указанные геохимические ореолы совпадают с площадями максимального проявления пирит-анкерит-калишпатовых (Ничатский) и слюдисто-карбонатных (Мурунский) метасоматитов.

Березит-аргиллизитовая формация объединяет гидрослюдистые метасоматиты, джаспероиды (аргиллизитоиды) и ассоциирующие с ними гидротермалиты, развитые в разломах краевой части платформенного чехла, где формируются по осадочным породам рифея и, отчасти, подстилающим раннепротерозойским образованиям.

Гидрослюдистые метасоматиты и гидрослюдизиты, слагающие внешнюю часть площади распространения метасоматитов данной формации, характеризуются (лито)-халькофильной специализацией при неотчетливо выраженных литофильных свойствах. Определяющая эти метасоматиты $Bi-Ag-Pb-As-Cu-Zn \pm Y \pm Nb \pm Mo \pm Rb \pm Tl \pm V \pm Cd$ геохимическая ассоциация в качественном отношении сходна с такой для гумбентов. Рассматриваемые метасоматиты в вертикальном разрезе составляют надгумбентовую зону метасоматических изменений, чем, по-видимому, и объясняется такая геохимическая унаследованность.

Минерагеническая специализация гидрослюдистых метасоматитов и гидрослюдизитов выражается значительными концентрациями сульфидов: пирита, марказита, галенита, сфалерита, халькопирита, сульфидов серебра (?) и других.

Апокарбонатные аргиллизиты (джаспероиды), располагающиеся гипсометрически выше рассмотренных гидрослюдистых метасоматитов, образуют внутреннюю зону распространения метасоматитов березит-аргиллизитовой формации. Отличаются существенно халькофильной специализацией ($Cd-Zn-Pb-Hg \pm Bi \pm Ag$?) и более низкотемпературной метацинна-барит-галенит-сфалеритовой минерализацией, в которой концентрируются кадмий (до 7 % в сфалерите) и висмут (в галените).

Выделенный на рисунке геохимический ореол в связи с джаспероидами соответствует южной части Джелиндинского полиметаллического узла Жуя-Ничатской рудоносной площади [6], включающей мелкие месторождения свинца и цинка (Бестях и др.).

Группа карбонатных метасоматитов базификатного ряда

Третий формационный ряд мезозойских метасоматитов представлен железо-магнезиальными, главным образом карбонатными, метасоматитами пластового типа, образующими наиболее продвинутой вглубь платформенной плиты метасоматическую зону. Среди последних изучены метасоматиты доломититовой формации, локализующиеся и развивающиеся в венд-рифейских карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях.

Доломититы характеризуются почти мономинеральным составом с переменными содержаниями сульфидов, барита и спорадическое развитое хлорита. Для метасоматитов доломититовой формации также характерна существенно халькофильная специализация. При сходной геохимической ассоциации ($Cd-Pb-Bi-Zn \pm Ag \pm Sr$) доломититы отличаются от джаспероидов существенно цинковой (клеюфан, марматит, каламин) минерализацией при подчиненном развитии галенита.

Итак, на восточном продолжении Прибайкальского рудного пояса в бассейне среднего течения р. Чары установлено широкое развитие геохимически специализированных мезозойских метасоматитов, локализующихся вдоль окраины плиты Сибирской платформы. Эти метасоматиты участвуют в строении региональных тектоно-метасоматических зон, определяющих в совокупности с распространенными здесь мезозойскими магматическими образованиями геологические границы восточной (Чарской) ветви указанного пояса, которому дано название Прибайкальско-Чарского.

В образовании мезозойских метасоматитов устанавливается определенная цикличность, связанная с многоэтапным характером мезозойской тектоно-магматической активизации. В ранний этап формируются метасоматиты фенит-I — щелочнопропилитового ряда, в главный — фенит-II — гумбент — березит-аргиллизитового, в поздний — карбонатные метасоматиты базификатного ряда.

Последовательность формирования мезозойских метасоматитов в целом отражает геохимическую эволюцию в течение мезозойской эпохи активизации: смену (сидеро)-лито-халькофильной специализации образований ранних этапов лито-халькофильной и существенно халькофильной, свойственной образованиям главного и позднего этапов активизации. Эти этапы рассматриваются как законченные гидротермальные и геохимические циклы.

Метасоматиты регионально распространены в основном в пределах трех метасоматических зон: гумбентовой, березит-аргиллизитовой и карбонатных метасоматитов (доломитовой), которые включают локальные площади распространения фенитов и щелочных пропилитов. Региональная мезозойская метасоматическая и геохимическая зональность наиболее полно и отчетливо проявлена в колонке метасоматитов фенит-II — гумбент — березит-аргиллизитового ряда сменой от периферии к центру щелочных метасоматитов с лито-халькофильной специализацией метасоматитами кислотного типа с (лито)-халькофильной и халькофильной специализацией.

В общем виде сводный геохимический разрез региональной колонки метасоматитов «гумбент→гидрослюдизит→джаспероид» выглядит следующим образом:

верхняя зона — Cd, Zn, Hg;

промежуточная зона — Cu, Zn, As, \pm (Mo, Nb, Y, Rb, Tl, V), \pm Cd;

нижняя зона — W, Mo, As, Tl, Rb, V, \pm (Nb, V, Cr);

при сквозном развитии в перечисленных зонах Pb, Ag и Bi, Ag и Bi более характерны для нижней и промежуточной зон, а Pb — для верхней.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Ю. А.* Карбонатиты Мурунского ультракалиевого щелочного комплекса (севсро-западная часть Алданского щита). — Геол. и геофиз., 1982, № 9, с. 62—69.
2. *Антонюк Е. С.* Обработка результатов геохимических поисков методом суммирования отклонений от фона. (Методич. указания). Апатиты: 1977. 56 с.
3. *Геохимические ореолы золоторудных месторождений Центрального Алдана / И. А. Винокуров, В. Н. Макаров, А. И. Соломин, И. П. Чибисов.* — В кн.: Минералого-геохимические особенности рудных месторождений восточной и южной Якутии. Якутск, 1981, с. 109—119.
4. *Дитмар Г. В.* Калиевые мicasитовые и агпаитовые щелочные породы Атабастах-Мурунского района (правобережье р. Чары). — В кн.: 10-й семинар «Геохимия магматических пород». Тез. док. М., 1984, с. 52—53.
5. *Захаров Е. Е., Новиков В. П., Пилипенко Г. Н.* О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района. — Геол. рудных месторождений, 1969, № 2, с. 85—88.
6. *Источники рудного вещества и вопросы генезиса свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа (Прибайкальский полиметаллический рудный пояс) / А. А. Тычинский, Ю. А. Синчук, Д. А. Шпилов, И. Г. Перовский.* — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1977, вып. 361, с. 43—79.
7. *Металлогеническая карта региона Байкало-Амурской магистрали / Гл. ред. Ю. В. Богданов.* Л.: 1979.
8. *Новые данные о чароите и чароитовых породах / Н. В. Владыкин, Л. Н. Матвеева, Н. Г. Богачева, Ю. А. Алексеев.* — В сб.: Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1984, с. 41—56.
9. *Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой) / Г. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. И. Дроздов и др.* Л.: Недра, 1967. 264 с.

УДК 550.42+556.314(571.6)

К. А. Григорьев, Л. П. Журба,

В. А. Исаев, С. И. Сай

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРИМОРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Выяснение геохимической зональности Приморья и некоторых условий ее формирования проводилось на основе составления регионального геолого-геохимического профиля, включая гидрогеологическое опробование, а также на основе специализированного изучения мезозойских и кайнозойских впадин. Аналитические данные получены в лабораториях ВСЕГЕИ. Проанализировано более 800 проб. Выполнено порядка 300 химических силикатных анализов, около 500 рентгено-спектральных (Pb, Rb, Sr) и спектральных приближенно-количественных. Последние были обеспечены надежными пробами сравнения в зависимости от типов пород. Метрологический контроль был проведен В. А. Губановым.

Геологическое строение Приморья по профилю через Сихотэ-Алинь и Приханкайскую равнину гетерогенно (табл. 1). К востоку от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома развиты мезозойские флишондные толщи и залегающие на их эродированной по-

Геохимический состав горных пород основных геотектонических подразделений Приморья (по данным полуколичественного спектрального анализа)

Основные подразделения геоблоков	К-во проб	Кларки концентрации		
		более 2	2 - 0,9	менее 0,9

Приханкайская низменность и окружающие палеозойские сооружения ханкайского массива

Кайнозойские угленосные платформенные впадины	200	V, Cr, Ba, Mo, Zn, Pb	Ti, Mn, Y, Zr, Yb, Ca, Ni, Cu, Ga	Sr
Мезозойские пригеосинклинальные и внутренние межгорные впадины	60	Sr, Ba, Sc, V, Zn, Sn, Pb	Ti, Cr, Mn, Y, Zr, Cu, Ga, La, Ni	Nb, Ga
Интрузии гранитного состава	80	Mo, Zn, Sn, Pb, Bi	Be, Sc, Cr, Mn, Y, Zr, Nb, Yb, Ni, Cu, Ga	Ti, V, Sr, Ba, Co
Покровы кислых эффузивов	40	Sn, Cu, Pb, Bi, Sc	Zr, Be, Ti, V, Sr, Ba, Zn, Ga, Ge	Cr, Mn, Nb, Co, Ni

Мезозойские и кайнозойские образования Сихотэ-Алиня

Интрузии гранитного состава	80	Sc, Y, Yb, Ga, Pb, Bi	Zr, Nb, Co, Cu, Sn	Ti, V, Cr, Mn, Sr, Ba, Ni, Zn
Покровы кислых эффузивов	40	Ti, Sc, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Bi	Be, V, Cr, Mn, Ba, Ga, Ge, Sn	Sr, Zr, Nb

верхности кислые эффузивы. К западу распространены позднепротерозойские и палеозойские терригенные и вулканогенно-терригенные формации Ханкайского массива. Широко развиты средне-верхнепалеозойские кислые эффузивы и гранитоиды. Среди мезозойских впадин, сопоставимых с орогенными структурами, выделяются внешние пригеосинклинальные, выполненные прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями, и внутренние, выполненные пестроцветными и угленосными континентальными толщами. Кайнозойские платформенные впадины имеют в основании коры выветривания, отделены несогласием и сложены угленосными осадками. Неоген-четвертичные впадины и близкие к ним по времени покровы базальтов отражают основной этап поднятий Сихотэ-Алиня. Указанные особенности геологического строения региона, а также его металлогения

[1, 2] позволяют говорить о вероятности проявления региональной геохимической зональности Приморья.

Вертикальная зональность проявлена все более усложняющимся составом геологических и рудных формаций от начальных стадий развития складчатых областей Приморья к завершающим (см. табл. 1). Слагающие нижний подъярус морские терригенные, карбонатно-терригенные флишоподобные и вулканогенно-терригенные образования, несмотря на разновозрастность и принадлежность к разным блокам, в целом достаточно близки по набору малых элементов и их низким содержаниям, не превышающим кларк. Различия между мезозойскими отложениями Сихотэ-Алинской системы и палеозойскими отложениями Ханкайского массива невелики. По данным некоторых исследователей [2], содержания Sn и F в палеозойских толщах несколько выше, чем в мезозойских. Последние, в свою очередь, содержат в большем количестве Mo, Pb, Zn.

Верхний подъярус геосинклинально-складчатого основания, представленный в основном вулканогенными толщами кислого состава, в геохимическом отношении может рассматриваться как зона привноса кремнезема, щелочей и других элементов литофильной группы. Малые и редкие элементы сидерофильной и частично литофильной групп присутствуют также в заметно большем количестве по сравнению с собственно геосинклинальными толщами.

Различия, вызванные разновозрастностью эффузивов, незначительны. Отметим несколько большее содержание в кайнозойских вулканитах Сихотэ-Алиня из литофильных элементов Ti, из сидерофилов Co и Ni и из халькофильных Pb и Zn. Палеозойские эффузивы выделяются повышением содержания Zr и Sn.

Граниты, сосредоточенные главным образом в пределах палеозойских геосинклинальных толщ Ханкайского массива, играют в геохимии региона почти ту же роль, что и кислые эффузивы по привносу литофильных элементов. Среди малых элементов, кларк концентрации которых превышает 1 [2, 3], отмечаются представители как литофильной (F, B, W), так и халькофильной (Zn, Pb, Bi, Sn, Mo) групп. Для развитых в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области гранитоидов характерно проявление редких элементов (Sc, V, Vb, Ga). По данным И. Н. Говорова [3], Дальнегорский массив наряду с халькофильностью характеризуется и повышенной сидерофильностью (Ni, Co, V).

Наибольшая геохимическая дифференциация по профилю проявлена в связи с процессами эндогенного рудообразования. Не вдаваясь в характеристику рудных формаций, отметим, что основная часть их расположена в пределах горных сооружений Сихотэ-Алиня. Ведущими элементами наряду с Sn являются халькофилы Zn, Pb, а также сопровождающие их Cu, Bi, Cd. Отмечаются принадлежащие к этой же группе различные редкие

и рассеянные элементы — Se, Ga, Ge и др. Литофилы — В, Nb и присутствующие в микроколичествах W и др. имеют явно подцененное значение.

Для Ханкайского массива, судя в первую очередь по Вознесенскому рудному узлу [3], более свойственно развитие литофилов. Характерны Sn, F, В, TR, Be. Устанавливается присутствие Ta, Nb, Sc. Среди халькофилов отмечают обычно в микроколичествах Pb, Zn, Bi, Ga, Hg. Фиксируются проявления и сидерофилов — Fe и Mn, а также W. Отметим возрастающую роль вверх по разрезу литофильных и халькофильных элементов, при этом первые тяготеют к Ханкайскому массиву, а вторые — к Сихотэ-Алиню.

Резкие изменения геотектонического режима, приведшие к пенеппенизации региона и последующему образованию депрессионных структур при незначительной роли магматизма, нашли определенное отражение и в составе формирующихся отложений.

Мезозойские континентальные отложения, выполняющие впадины, выделяются в основном по органическому углероду в сероцветной угленосной формации нижнего мела, а также по Sr, Ba и Sc в пестроцветных толщах. В прибрежно-морских осадках пригесинклинальных впадин к ним присоединяется и Са. Осадки формировались за счет разрушения близлежащих поднятий геосинклинально-складчатого основания. Глинистые образования характеризуются непревышающими кларк содержаниями микроэлементов. Отсюда следует вывод о преимущественном накоплении и миграции микроэлементов в обломочной форме.

В песчаных породах содержание микроэлементов заметно выше кларка (в 1,5—2 раза и более) и соответствует их концентрации в окружающих выступах гранитоидов и кислых эффузивов. Сопоставление данных по отдельным впадинам для пород одинаковой формационной принадлежности позволяет наметить и для этого уровня геологических образований довольно четкую латеральную геохимическую зональность (табл. 2). В самой западной из мезозойских впадин — Ильичевской — из малых эле-

Таблица 2

Малые элементы песчаных отложений мезозойских впадин

Группа элементов	Ильичевская, Липовецкая	Раздольнинская	Арсеньевская
Литофильные	Sr, Zr, La, Sn	Sc	Sc, Ni
Сидерофильные	Mn	V, Cr, Mn	Co, Ni, V, Mn
Халькофильные	Pb	Cu, Zn	Cu, Zn, Bi

Петрохимическая характеристика терригенных пород кайнозойских впадин и гранитов в их обрамлении

Петрохимический коэффициент	Терригенные породы Раковской и Павловской впадин (60)*	Граниты в обрамлении Раковской и Павловской впадин (15)*
$\frac{\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3}{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{Al}_2\text{O}_3}$	5,5	5,43
$\frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3}{(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3}$	0,32	0,32
	0,3	0,57
	0,06	0,1

* В скобках указано количество проб.

ментов преобладают представители литофилов. Далее на восток, в северной части Раздольнинской впадины, появляются элементы, переходные к сидерофильной группе (Mn, Cr и др.), а также халькофилы (Cu, Zn). Еще дальше, в приграничных с Сихотэ-Алинем районах Арсеньевской впадины, в меловых песчаниках роль этих групп становится уже заметной. С учетом данных по фундаменту это позволяет предполагать начавшийся размыв рудных формаций (в первую очередь, по появлению Zn, Pb, Sn).

Кайнозойские впадины в геохимическом отношении являются наиболее своеобразным подразделением осадочного покрова, что обусловлено их позицией на путях транзита подземных вод. Областью разгрузки является оз. Ханка, а областями питания — высокогорные районы Сихотэ-Алиня с широким развитием кислых эффузивов и полиметаллической минерализацией. В пределах впадин среди глинистых осадков протягиваются русловые пески, играющие роль водоводов. Широко развиты бурые угли и растительные остатки, создающие восстановительную среду и являющиеся сорбентами.

Судя по составу терригенного материала разрушались в основном прилегающие к впадинам гранитные массивы и поля кислых эффузивов. По содержанию всех породообразующих элементов и их соотношению осадочные породы очень близки к гранитоидам гродековского комплекса, что указывает на местные области сноса и отсутствие существенной осадочной дифференциации (табл. 3). Лишь несколько пониженное содержание щелочей и щелочноземельных элементов свидетельствует о начале химического выветривания. Показательно, что большую часть валового Fe составляет кластогенное, которое в два-три раза превышает растворимые формы. Среди последних преобладают,

как это и свойственно гумидным сероцветным осадкам, сидериты. Обращает внимание крайне низкое содержание S во всех типах пород, включая угли, несмотря на обилие сульфидов в обрамлении. Видимо, существовавший с олигоцена гидродинамический режим в условиях обильных осадков способствовал активному выносу S, также как и Na, K за пределы суши в океанический бассейн.

Малые элементы, хотя по содержанию в среднем и близки к кларку, отличаются широким представительством, особенно халькофильной группы. В сравнении с гранитоидами обрамления осадки кайнозойских впадин относительно обогащены в первую очередь Zn, Co, Mo и некоторыми другими элементами. В пределах Ханкайской равнины по всему профилю как в центральных ее частях (Приханкайская, Раздольнинская впадины), так и в краевых (Пограничная и Павловская впадины на западе, Раковская, Сандуганская и Реттиховская на востоке) литофильность остается более или менее постоянной, определяясь местными источниками сноса. Сидерофильность и особенно халькофильность существенно возрастают от центральных районов к краевым. Предполагается, что на западе это определяется влиянием Вознесенского рудного узла, а на востоке — сульфидными месторождениями Сихотэ-Алиня.

Активная миграция рудных элементов продолжается и в настоящее время. Современные осадки оз. Ханка концентрируют главным образом сидерофильные и халькофильные элементы: Co, Ni, Cu, Zn, Pb и некоторые другие, в том числе Sn [4], связь которых с дальними областями сноса наиболее вероятна.

Указанное эпигенетическое перераспределение многих элементов вызвано деятельностью подземных вод, которым, как показали проведенные исследования, также свойственна геохимическая зональность.

Характерно длительное направленное движение подземных вод из областей питания в горных районах Сихотэ-Алиня в сторону Тихого океана на восток и главным образом на запад в Приханкайский артезианский бассейн с частичной разгрузкой в оз. Ханка. Водообильность отложений впадин, особенно кайнозойских, заметно выше, чем пород фундамента. Соответственно и вертикальная зональность отражена в постепенном уменьшении коэффициента фильтрации вниз по разрезу с глубиной. Для кайнозойских впадин он составляет 0,2—11,3, для мезозойских впадин — 0,3—2, для гранитов — 0,006—7,1, для кислых эффузивов — 0,004—6,4, для песчано-сланцевых геосинклинальных толщ — 0,04—6,0 м/сутки.

В условиях большого количества атмосферных осадков и достаточно интенсивной гидродинамики подземные воды всех водоносных комплексов являются пресными и ультрапресными с минерализацией до 1 г/л. Анионный состав является устойчивым, повсеместно гидрокарбонатным. Вертикальная зональность под-

земных вод выражается в смене с глубиной существенно кальциевых вод на кальциево-натриевые. При этом уже в пределах кайнозойских впадин минерализация вод заметно возрастает. Меняется и щелочно-кислотный потенциал с переходом вод от слабокислых для осадочного чехла к слабощелочным для фундамента. Газовый состав в зоне свободного водообмена до глубин 100—200 м является кислородно-углекисло-азотным, в зоне затрудненного водообмена до глубин 300—500 м — углекисло-азотным, и ниже, в зоне весьма затрудненного водообмена, — азотно-метановым. Содержание свободной углекислоты в верхней зоне с глубиной возрастает, а кремниевой кислоты уменьшается. Так же ведет себя и Fe, концентрация которого в верхних водонесных горизонтах достигает 10 мг/л.

Из микрокомпонентов в подземных водах за пределами рудных месторождений встречаются F, Sr, I, Br, Zp, Mn, Cu. Отметим также постоянное резкое превышение Na над K (в 7—10 раз), дополнительно свидетельствующее о его преобладающем выносе.

Латеральная зональность, помимо различий, отражающих принадлежность Сихотэ-Алиня к складчатым областям с развитием трещинных и трещинно-жильных вод, а Приханкайской равнины — к сложному артезианскому бассейну с преобладанием порово-пластовых вод, проявлена прежде всего активной миграцией многих элементов. В сухом остатке подземных вод палеоген-неогеновых впадин обнаружены высокие содержания Zn (до 0,3 %), а также Cu, Sn, Mo и некоторых других элементов, свойственных рудным месторождениям высокогорных районов Сихотэ-Алиня.

Таким образом, для кайнозойских депрессий, концентрирующих сток подземных вод с обширных окружающих поднятий, устанавливаются местные источники петрогенных элементов, особенно за счет разрушения гранитов. Для малых элементов, особенно халькофильной группы, более вероятен дальний перенос. Полученные материалы по геохимической зональности Приморья могут быть использованы при изучении опорных геохимических разрезов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология СССР*. Т. 32: Приморский край. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1969. 155 с.
2. *Геохимические циклы рудных элементов Советского Дальнего Востока* / И. Н. Говоров, В. Г. Моисеенко, М. А. Михайлов и др. — В кн.: *Геохимические циклы Дальнего Востока*. Владивосток, 1969, с. 7—20. (АН СССР, Дальневост. геологич. ин-т.).
3. *Говоров И. Н.* Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
4. *Литоология и геохимия современных озерных отложений гумидной зоны на примере оз. Ханка* / А. М. Короткий, М. А. Михайлов, И. В. Китаев и др. М.: Наука, 1979. 124 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА
БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Сложная, гетерогенная по геологическому строению Байкальская складчатая область характеризуется обширным распространением гранитоидов, составляющих до 50 % всей территории. Гранитообразование, проявленное здесь многократно от архея до мезозоя, связанное со сменой тектонических режимов в разнотипных структурно-формационных зонах, привело к появлению гранитоидов различного возраста, генезиса, формационной принадлежности [1, 3—6].

Авторами на основе оригинальных материалов* установлена индивидуальная петрогеохимическая характеристика восьми разнотипных и разновозрастных гранитоидных комплексов (AR_2-PZ_3), выявлены региональные особенности химизма гранитоидов Байкальской складчатой области и эволюция их составов во времени и пространстве**. Математическая обработка геохимических данных проведена во ВСЕГЕИ. Положительная геохимическая специализация и дифференцированность пород оценивалась по коэффициентам концентрации (K) и вариации (V) (таблица).

Характерными региональными особенностями пород гранитоидных комплексов Байкальской складчатой области, не зависящими от возраста, формационной принадлежности и структурной позиции, являются крайне низкие содержания сидерофильных элементов и преимущественно литофильная геохимическая специализация (см. таблицу). Породы рассмотренных гранитоидных комплексов, несмотря на резкие колебания значений Rb-Sr-отношений на диаграмме Condie [7], попадают в поле пород, образование которых приурочено к участкам земной коры с мощностью, равной и превышающей 30 км. Судя по дефициту сидерофильных элементов, соотношению содержаний Rb и Sr, гранитоиды Байкальской складчатой области относятся преимущественно к коровым палингенным и ультраметаморфогенным типам гранитоидов, генезис которых тесно связан с этапами регионального метаморфизма и зрелой корой континентального ти-

* В ограниченном количестве использованы материалы Л. А. Козубовой, И. Н. Тихомирова, Б. Я. Хоревой.

** Комплексный анализ (более 400 проб) проведен в лабораториях ВСЕГЕИ. Породообразующие элементы определялись на квантометре КРФ-11 (В. Ф. Болотникова, Н. В. Кашик). Определения Rb, Sr, U, Th выполнялись на приборе ФРС-2 (Т. Б. Дьякова). Количественный спектральный анализ Li, Be, Sc, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, Yb, Cu, Zn, Ga, Pb, Ag, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni сделана на приборе СТЭ-1 (В. А. Миронова). Относительное среднеквадратическое отклонение не превышает 30 %.

па. Исключением является Чивыркуйский плутон. Его геологическая позиция, особенности вещественного состава и первичные отношения ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}=0,704$) позволяют предполагать заметную роль мантийного вещества при формировании слагающих его пород.

Наиболее ранний из рассматриваемых гранитоидов муйский комплекс плагногранитов и гранитов (AR_2) пространственно приурочен к Байкало-Муйскому базит-гипербазитовому поясу [5]. Граниты данного комплекса характеризуются низкой щелочностью натрового профиля, крайне высокой глиноземистостью и степенью окисленности Fe, а также нижекларковыми содержаниями большинства малых элементов (см. таблицу). Группу накопления в породах муйского комплекса составляют Ba, Sr, Mo, отражая при общем пониженном геохимическом фоне и преимущественно однородном распределении малых элементов литофильную барий-стронциевую специализацию пород. Наиболее низкие величины Rb-Sr- и K-Ba-отношений, высокие значения K-Rb-отношений, по сравнению с таковыми для пород более молодых гранитоидных комплексов, вместе с низкой щелочностью при преобладании Na_2O над K_2O составляют отличительную петрогеохимическую особенность гранитов муйского комплекса.

Раннепротерозойский гранитоидный магматизм стадии позднего орогенеза проявлен во внешнем окраинно-континентальном поясе, охватывающем Байкало-Патомскую и Кодаро-Удоканскую структурно-формационные зоны. Он выразился в образовании пород кодарского, чуйского, ирельского комплексов. Кодарскому комплексу свойственна (см. таблицу) высокая щелочность калиевого типа, общая высокая железистость, низкая окисленность Fe и обогащение пород TR, La, Sn, Ga [6]. Граниты чуйского комплекса, среди которых выделяются низко- и субщелочные разновидности, относятся к единой калиево-натровой серии весьма высокоглиноземистых пород. Они характеризуются низким содержанием большинства фемафильных и литофильных элементов и их однородным распределением. Лишь U, Ba и Ga несколько превышают в них кларк земной коры.

Гранитоиды ирельского комплекса в целом принадлежат (см. таблицу) к высокоглиноземистому субщелочному кали-натровому типу пород с соотношением щелочей в пользу K_2O . Геохимические особенности едины для всех пород ирельского комплекса. Они заключаются в низких содержаниях сидерофильных элементов (Sr), уровни накопления которых не достигают единицы, и положительной редкоземельно-редкометалльной специализации. Последняя в породах ирельского комплекса определяется по устойчиво повышенным (относительно кларка земной коры) содержаниям Mo, Nb, Sn, U, Th, Y, Zr, Yb, Li, Rb, Ba. Распределение малых элементов преимущественно однородное. Исключение составляют элементы группы накопления — Mo, Li, отчасти —

Cu, Pb, а также ряд «дефицитных» элементов — V, Cr, Ni. Характерной особенностью пород ирельского комплекса являются высокие значения Rb-Sr-отношений. В целом гранитоиды раннепротерозойских комплексов южного обрамления Сибирской платформы отличает повышенная щелочность с устойчивым преобладанием K_2O над Na_2O , низкие Sr-Ba-отношения, редкоземельно-редкометаллическая геохимическая специализация, возможно, унаследованная от пород акитканской (ирельский комплекс) и чуйской (чуйский комплекс) серий [2]. Среди них гранитоиды ирельского комплекса обладают самым широким спектром элементов в группе накопления и наивысшими уровнями накопления этих элементов. Таким образом, раннепротерозойский этап гранитообразования, существенно отличный по месту проявления, щелочности и геохимической специализации от позднеархейского, является для Байкальской складчатой области эпохой накопления редкометаллических и редкоземельных элементов. В пространстве он выражен в виде редкометалльно-редкоземельного пояса, протягивающегося более чем на 1 000 км вдоль границы Сибирской платформы. Наиболее продуктивной его частью является западная ветвь, пространственно приуроченная к акитканскому вулканогену и району распространения ирельского комплекса.

Граниты мамского (R_3) комплекса (см. таблицу) отличает от пород всех рассмотренных комплексов самое высокое значение коэффициента глиноземистости и низкая величина K-Rb-отношений. Их низкая щелочность явно натрового профиля несколько выравнивается в незначительно развитых здесь субщелочных гранитах. По данным авторов, породы патомской серии, к которым тяготеют граниты мамского комплекса, характеризуются полиметаллически-редкометалльно-редкоземельной геохимической специализацией. Эту же специализацию с усилением роли редкоземельных и редкощелочных элементов наследуют граниты мамского комплекса, образующие Бодайбинскую редкометалльно-редкощелочную зону.

Гранитоидам баргузинского (R_3 —PZ₁?) комплекса (см. таблицу) свойственна несколько повышенная щелочность кали-натрового типа, низкие значения Rb-Sr-отношений и повышенные значения K-Rb-отношений. Породы баргузинского комплекса из всех описанных гранитоидных комплексов обладают наименьшей группой накопления и характеризуются четкой барий-стронциевой геохимической специализацией. Последняя, вероятно, является унаследованной от пород субстрата — метаморфических образований Байкальской глыбы [2]. Этот этап гранитообразования привел к формированию обширного Байкальского геохимического блока с барий-стронциевой специализацией.

С раннепалеозойским этапом развития Байкальской складчатой области связано становление в ее северной части крупных массивов конкудеро-мамаканского комплекса (PZ₁). Для пород

этого комплекса типична несколько повышенная общая щелочность. Отмечено увеличение в балансе щелочей роли К, рост отношений Rb/Sr, Ca/Sr, K/Ba и понижение отношений K/Rb по сравнению с гранитоидами баргузинского комплекса. Основными элементами группы накопления для пород конкудеро-мамаканского комплекса являются Pb, Th, Rb, Zr. Они определяют геохимическую полиметаллически-редкоземельно-редкометалльную специализацию Северо-Байкальского блока (рисунок).

Формирование гранитоидов витимканского и кыджимитского (PZ₃) комплексов связано с процессами тектоно-магматической активизации. Геохимические особенности пород этих комплексов (см. таблицу) вместе с геолого-петрографическими и радиологическими данными [1, 2] указывают на их более молодой возраст по отношению к гранитоидам баргузинского комплекса. Химический состав гранитоидов витимканского комплекса, несмотря на сохраняющуюся в нем незначительно повышенную концентрацию Sr и Ba, унаследованную от пород субстрата, характеризуется устойчиво более калиевым характером щелочности, увеличенной по сравнению с гранитоидами баргузинского комплекса группой накопления, ядро которой составляют Th, Pb, Sn, Zr. Усиление калиевого типа щелочности и концентрирования редкоземельных и редкометалльных элементов, уменьшение содержания Sr и Ba до нижекларковых отмечено в породах кыджимитского комплекса.

Таким образом, позднепалеозойская эпоха характеризуется образованием мелких молибден-стронциево-редкометалльных зон северо-восточного простирания, приуроченных к Байкальскому барий-стронциевому блоку, но более молодых по отношению к ней.

Подводя итог краткому рассмотрению петрогеохимических особенностей пород гранитоидных комплексов, остановимся еще раз на основных чертах петрогеохимической эволюции гранитообразования Байкальской горной области. Во времени она проявлена двумя крупными циклами, первый из которых охватывает гранитообразование от позднего архея до раннего протерозоя включительно, второй — от позднего рифея до позднего палеозоя. Начальные этапы этих циклов характеризуются образованием в зонах трогов и геосинклинальных прогибов гранитоидов с натровым типом щелочности, низкими величинами Rb-Sr-отношений, низкими концентрациями малых элементов и небольшой их группой накопления (Sr, Ba, Mo, Pb) (муйский AR₂, баргузинский R₃—PZ₁? комплексы). В конечные этапы гранитообразования, смещающиеся к окраинно-континентальным зонам или внутренним поднятиям, способствует образованию пород с повышенными содержаниями щелочей при преобладании в них K₂O над Na₂O, возрастающими значениями Rb-Sr-отношений, увеличивающимися уровнями накопления редкоземельных, редкометалльных, редкощелочных элементов и расширением диапа-

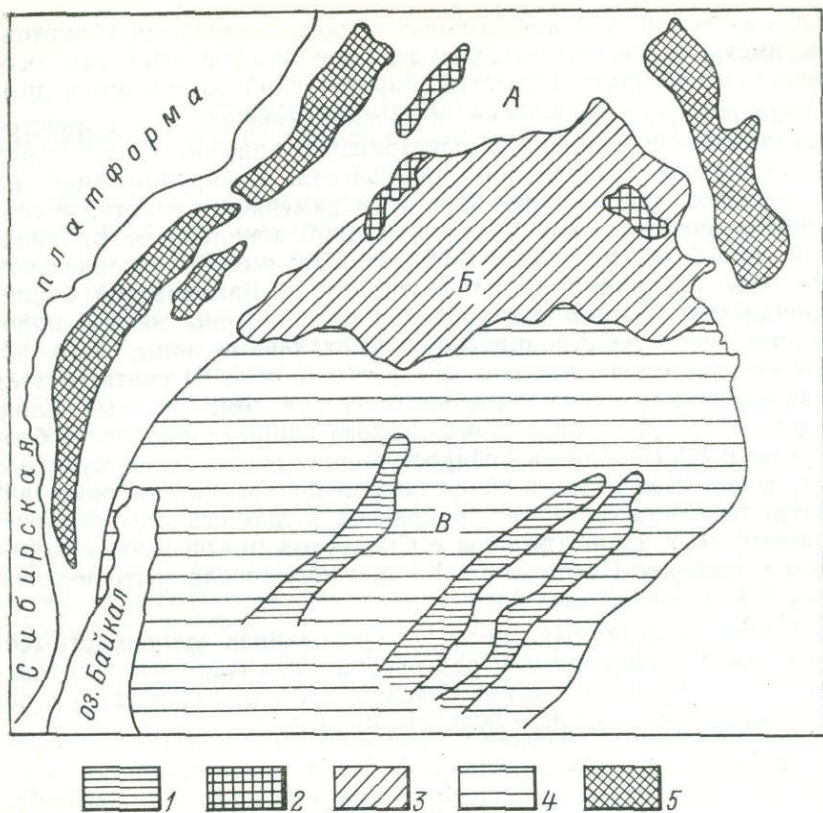


Схема латеральной геохимической зональности гранитоидных комплексов Байкальской горной области:

1—5 — геохимические подразделения: 1 — Байкальская молибден-стронциево-редкометаллическая зона, 2 — Бодайбинская редкоземельно-редкощелочнометаллическая зона; 3 — Северо-Байкальский полиметаллически-редкоземельно-редкометаллический блок, 4 — Байкальский барий-стронциевый блок, 5 — краевой редкометалльно-редкоземельный пояс; А—В — тектонические зоны: А — Бодайбино-Патомская и Кодаро-Удоканская; В — Байкало-Муйская; В — Баргузино-Витимская

зона элементов группы накопления: Sn, Th, Nb, Mo, U, Y и др. (ирельский PR₁, конкудеро-мамаканский PZ₇, кыджимитский PZ₃ комплексы). В связи с этим наиболее продуктивными с точки зрения концентрирования редких земель и редких металлов являются конечные этапы выделенных циклов, а среди них особенно высоким накоплением характеризуется протерозойское время (ирельский, кодарский комплексы). Петрогеохимические закономерности изменения составов гранитоидов, по-видимому, определяются также составом фундамента, на котором развиваются процессы гранитообразования. Последнее обстоятельство

особенно важно для автохтонных и параавтохтонных гранитоидов, имеющих явные черты унаследованности геохимических особенностей субстрата (мамский, баргузинский комплексы и др.).

Закономерное изменение петрогеохимических особенностей гранитоидов во времени и пространстве привело к появлению геохимической латеральной зональности, обнаруживаемой на современном уровне среза. При этом намечается некоторое совпадение геохимической и тектонической зональности Байкальской горной области. Так, Баргузино-Витимской тектонической зоне (см. рисунок, зона В) соответствует Байкальский барий-стронциевый блок. В его пределах расположены мелкие наложенные молибден-стронциево-редкометалльные зоны. Байкало-Муйской тектонической зоне (см. рисунок, зона Б) соответствует Северо-Байкальский полиметаллически-редкометалльный блок, а так же северная часть Байкальского барий-стронциевого блока, отвечающая области распространения гранитоидов муйского комплекса. Бодайбинскую редкоземельно-редкощелочнометалльную геохимическую зону и краевой редкометалльно-редкоземельный пояс вдоль границы с Сибирской платформой объединяют Бодайбино-Патомская и Кодаро-Удоканская тектонические зоны (см. рисунок, зона А).

Таким образом, выявляется опосредованная зависимость геохимической специализации разновозрастных гранитоидных комплексов от их тектонической позиции, состава фундамента и положения в относительном возрастном ряду.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Возраст гранитов витимканского комплекса в Забайкалье по радиологическим данным* / Г. А. Мурзина, А. Г. Рублев, Ю. П. Шергина, Л. А. Козубова. — ДАН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 666—669.
2. *Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М., Каперская Ю. Н.* Геохимические провинции Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 180 с.
3. *Дворкин-Самарский В. А.* Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: 1965. 285 с.
4. *Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н.* Палеозойский гранитоидный магматизм западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 139 с.
5. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
6. *Свириденко В. Т., Терентьев В. М.* Магматическая эволюция и плутономагматические формации Кодаро-Удоканского района в связи с их металлоносностью. — В кн.: Особенности геологического строения и полезные ископаемые территории, прилегающей к трассе БАМ. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1978, т. 302, с. 21—35.
7. *Condie K. C.* Archean magmatism and crustal thickening. — Bull. Geol. Soc. America, v. 84, 1973, p. 2981—2992.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОЗДНЕПЕРМСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА КУЗБАССА

В последние годы в кольчугинской серии Кузбасса найдены единичные остатки морской фауны и флоры (остатки брахиопод, пелеципод и микроскопических водорослей акритарх) [1, 5]. Присутствие морских отложений в верхнепермской угленосной толще, которая ранее считалась континентальной, объективно доказывает необходимость пересмотреть характер эволюции позднепермских палеоландшафтов в пределах Кузнецкого бассейна и сопредельных территорий. При относительной немногочисленности точек с морской фауной и флорой и ограниченности литологических индикаторов морского осадконакопления (в основном, конкреций доломитового и доломито-кальцитового состава) важное значение для палеогеологических реконструкций приобретают геохимические данные и, в первую очередь, результаты спектрального анализа, исследованные по программе комплексной обработки геохимической информации BURMCORL с использованием ЭВМ ЕС.

Не останавливаясь на рассмотрении содержания программы, отметим, что ее геохимической основой послужили полученные в последнее время детализированные характеристики эндогенной и экзогенной геохимических систем, включая вычисление уточненных геохимических квазирасстояний между содержаниями элементов, что открывает возможности количественной оценки некоторых процессов седиментогенеза [2, 3].

В качестве объекта исследований была выбрана верхнепермская угленосная толща Караканского месторождения, которая геохимически уже изучалась [4]. Она, считая снизу, расчленяется на ленинскую, грамотенскую и тайлуганскую свиты, которые со стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями мальцевской серии триаса. Изучению были подвергнуты результаты приближенно-количественного спектрального анализа по-слойно отобранных проб аргиллитов. Из 27 выявленных при этом редких и рассеянных химических элементов пригодными для обработки на ЭВМ оказались только 15. В итоге были получены новые данные о геохимических ассоциациях, о выветривании областей питания и палеосолености позднепермского седиментационного бассейна Кузбасса.

Исследования показали, что угленосная толща по вертикали подразделяется на весьма однородные в геохимическом отношении участки иногда более 20—100 м со сравнительно резкими геохимическими границами. Принципиальная схема изменения геохимических структур этих интервалов разреза (снизу вверх; в скобках приведены ведущие элементы ассоциаций однородных

в геохимическом отношении участков разреза) представляется в следующем виде:

ленинская свита, скважины 7922, 7662, 7990	(Cu, Zr, Ga)—(Cr, Mo, Sr); (Zn, Ni, V, Sn, Cu, Co, Pb, Mo, Ga, Zr, Ti, Ba)—(Cr, Sr); (Co, Ga, Zr, Ti, Ba)—(Sr, Mn); (Ga, Zr, Sn, Pb)—(Cr, Zn, Ni, Mo)—(Ba, Sr); (Pb, Ti, V, Zr, Co, Ni, Ba)—(Mo, Mn); (Ti, Zr, V, Co, Ni, Cu, Zn, Sn)—(Cr, Mo, Sr); (Sr, Mn, Cr, Ti, Ba, Sn, Mo)—(Zr, Cu, Ga, Ni, Co, Pb);
грамотейнская свита, скважины 7666, 7994	(Sn, Mo, Zn, Ga, Ti, Ni, Co)—(Mn, Sr, Ba); (V, Ti, Cu, Zr, Zn, Sn, Ni, Pb, Co, Ba)—(Sr, Mn); (V, Zr, Ga, Ti)—(Mn, Cr, Sr); (Zr, Ga, Ti)—(Co, Ba, Zn)—(Cr, Sr); (Zn, Cr, Cu, Ga, Pb, Sn, V, Ti)—(Ni, Co, Mo, Ba, Mn, Zr, Sr); (Zr, Ti, Ba)—(Cr, Sr, Mn);
тайлуганская свита, скважины 7665, 7668, 7997, 7998, 8138	(Pb, Zn, V, Sn, Ba, Zr, Ga, Ti, Co)—(Cr, Sr, Mn); (Sr, Ti, Zr, Ni, Cu, Co)—(Cr, Pb)—(Ga, Sn, V); (Sn, V, Cu, Cr, Ti, Zr, Ga)—(Ba, Mn); (Cu, Ga, Co)—(Ti, Zr, Sr, Ba); (Sn, Cu, Ni, Zr, Ti, Ba, Ga, Mo)—(V, Sr); (Ga, V, Ti, Sr, Zr)—(Zn, Pb, Ni, Cu, Sn, Mo, Co, Cr, Mn); (Co, Sr, Cr, V, Ba, Ti, Cu)—(Zn, Mo, Sn); (Zr, Ba, Mn, Ti, Sr)—(Zn, Sn, Ga, Pb)—(Co, V, Ni, Cr);
мальцевская серия, скважина 8136	(Cu, Ni, Co, Sr, Cr, Ti, Mn, Ba)—(Mo, Pb, Sn, Zr, Zn).

Ассоциации в большинстве случаев имеют смешанный эндогенно-хемогенный и хемогенно-эндогенный характер. Их направленное изменение снизу вверх по разрезу отражает, с одной стороны, непостоянство палеотектонического режима и, как следствие этого, систематическое обновление рельефа области сноса, с другой — тенденцию к уменьшению уровня хемогенности ассоциаций к концу поздней перми (и триаса), что связано с поступлением в седиментационный бассейн пирокластического материала.

Анализ геохимических ассоциаций дал возможность оценить распространенность процессов химического выветривания в областях питания [2, 3]. В изученном разрезе уровень хемогенности в породах ленинской свиты колеблется от 20—44 до 85—88, грамотейнской — от 50 до 95 и тайлуганской — от 17 до 82%. Изменение уровня химического выветривания указывает на чередование эпох с относительно активным и пассивным тектоническим режимом в пределах областей питания. Эпохам сравнительного затухания тектонической активности соответствует преобладание хемогенного геохимического типа, что в наиболее полной мере заметно в отложениях грамотейского времени (по обособлению группы Zr, Ga, Ti).

Изменения подвижности Ва, которые опосредованно отражают степень солености вод палеобассейна, показывают, что соленость (сульфатность) в разрезе угленосной толщи изменяется от 5—13 до 30—50 %. Интервалы пластов с максимальными значениями солености (40—50 %) установлены во всех угленосных свитах:

ленинская, скважины:		
	7992	17—18;
	7669	15—16
грамотейнская, скважина 7994		9;
тайлуганская, скважины:		
	7665	n1—1;
	7668	k2.

Мощность пластов колеблется от 8 до 100 м.

Изменения палеосолености в условиях гумидного климата можно объяснить ингрессиями морских вод в пресноводный бассейн.

Заканчивая рассмотрение изменений геохимических структур, уровней химического выветривания и палеосолености, необходимо отметить тесную взаимосвязь этих процессов, которая выражается в приуроченности участков с максимальной соленостью к однородным интервалам разреза, характеризующимся наибольшей глубиной химического выветривания в областях сноса. Отсюда следует, что в поздней перми в седиментационном бассейне Кузбасса периодически возникали условия относительного тектонического покоя, охватывавшие и области размыва, когда в бассейн проникали морские ингрессии. Этот вывод полностью подтверждает последние данные по геологии Кузнецкого бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомазов В. М. Морские отложения кольчугинской серии Кузбасса и их значение для палеорекопструкций, корреляции разрезов и количественного прогноза угленосности. — В сб.: Комплексное изучение ресурсов твердых полезных ископаемых Южно-Сибирского региона и их использование в народном хозяйстве. Тез. док. М., 1983, с. 76—78.
2. Бурков Ю. К. Изучение ассоциаций элементов для решения прогнозно-металлогенических, поисковых и общегеологических задач. — В кн.: Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. Л., Недра, 1979, с. 130—137.
3. Бурков Ю. К. Использование характеристик связей между химическими элементами для решения геологических задач, возникающих при изучении красноцветов. — В кн.: Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Геологическая съемка в районах развития красноцветных отложений. Л., Недра, 1980, с. 84—92.

4. Бурков Ю. К., Щербакова С. В. Роль геохимических методов при корреляции разрезов угленосной толщи Кузбасса. — В сб.: Комплексное изучение ресурсов твердых горючих ископаемых Южно-Сибирского региона и их использование в народном хозяйстве. Тез. док. М., 1983, с. 69—71.

5. Находка морской фауны в кольчугинской серии Кузнецкого бассейна / В. М. Богомазов, Н. Г. Вербичская, Г. В. Каткевич и др. — ДАН СССР, 1983, т. 269, № 3, с. 673—676.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование геохимических методов для получения новой содержательной геологической информации представляется чрезвычайно перспективным. Хотелось бы выделить в связи с этим такой экономный и эффективный геохимический метод как геохимические разрезы. Перспективы, связанные с внедрением в практику геологических (прежде всего геологосъемочных) исследований, связанных с использованием геохимических разрезов, выглядят вполне оптимистичными. Дело здесь не только в том, что на примере статей сборника наблюдаются те проявления свойств геологических объектов, которые не видны при иных методах исследований. Но также и в том, что геохимические разрезы, доведенные при наличии хорошей аналитической базы до опорных, дают в руки геологов надежные аргументы для количественной прогнозной оценки различных территорий и выявления новых рудных ассоциаций. Кроме того, геохимические разрезы найдут применение при крупномасштабных геологосъемочных работах и охране окружающей среды.

Ответственные редакторы уверены, что материалы данного сборника найдут своего читателя. В свою очередь, критический подход к изложенному обогатит нашу практическую геологию и окажет воздействие на прогресс отрасли в целом.

В. С. ПЕВЗNER

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>А. Н. Толстых, Э. И. Кутырев.</i> Геохимическая характеристика осадочно-вулканогенного разреза тагильского мегасинклинория (Средний Урал)	6
<i>В. К. Кушнеренко.</i> Геохимическая корреляция металлоносных углеродисто-кремнистых сланцев улутауского поднятия (Центральный Казахстан)	12
<i>Е. Ю. Рыцк, А. Я. Жидков, Л. С. Плотников.</i> Геохимическая характеристика олокинского комплекса Северного Прибайкалья	17
<i>В. С. Певзнер, А. Б. Гуревич.</i> Геохимические особенности верхнего палеозоя Сибирской платформы	27
<i>В. М. Богомазов, С. В. Щербакова.</i> Использование геохимических данных для обоснования синонимии угольных пластов Кузбасса	32
<i>В. С. Певзнер, М. А. Минаева.</i> Геохимическая характеристика разреза киндынской серии Прианабарья	41
<i>А. Н. Павлов.</i> Неопределенность геохронологической шкалы и возможности изучения неопределенности на опорных разрезах	47
<i>В. А. Максимовский, Г. П. Смирнова, В. П. Шейкин, Е. Б. Морозова, Б. Е. Кудрявцев.</i> Распределение химических элементов в позднемезозойских вулканических структурах Станового поднятия	55
<i>Р. И. Шурупова.</i> Петролого-геохимические особенности титаноносных пород разреза Лысанского рудного поля (Восточный Саян)	61
<i>Л. Б. Макарьев, Г. В. Дитмар.</i> Геохимическая специализация мезозойских метасоматитов Прибайкальско-Чарского рудного пояса	69
<i>К. А. Григорьев, Л. П. Журба, В. А. Исав, С. И. Сай.</i> Геохимическая зональность (Дальний Восток)	78
<i>В. Н. Метик, Н. А. Кузина, М. В. Федоров, В. Е. Руденко.</i> Геохимическая цикличность гранитоидного магматизма Байкальской складчатой области	85
<i>В. М. Богомазов, Ю. К. Бурков, С. В. Щербакова.</i> Геохимические ассоциации позднепермского седиментационного бассейна Кузбасса	91
Заключение	94

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ПРАКТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Сборник научных трудов

Редактор и корректор *Е. И. Ефимова*
Технический редактор *А. А. Иванова*

Сдано в набор 30.06.86 г. М-28781. Подписано в печать 25.12.86 г.
Бумага типографская № 1. Печать высокая. Гарнитурa литературная. Формат 60×90^{1/16}.
Уч.-изд. л. 8,33. Печ. л. 6^{1/4}+1 вкл. Тираж 400 экз. Заказ 1093. Цена 1 р. 25 к.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Геохимическая характеристика осадочно-вулканогенного разреза Тагильского мегасинклинория (Средний Урал)/А. Н. Толстых, Э. И. Кутырев. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с. 6—12.

Установлены в пределах мегасинклинория три геохимических ритма, пространственно совпадающих с формационными ритмами. В пределах ритмов выявлена направленность изменения геохимических ассоциаций от основания к кровле, симметрия геохимических свойств пород в основании и кровле и ритмов относительно их средней части.

Табл. — 1.

Геохимическая корреляция металлоносных углеродисто-кремнистых сланцев Удутауского поднятия (Центральный Казахстан)/В. К. Кушнеренко. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с. 12—16.

Показано, что по характеру положения в разрезе, распространенности и составу ассоциаций микроэлементов графитистые микрокварциты Карсакапского синклинория, считавшиеся ранее протерозойскими, являются возрастным аналогом кембрийских углеродисто-кремнистых сланцев Байконурского синклинория.

Табл. — 2, список лит. — 4 назв.

Геохимическая характеристика олокитского комплекса Северного Прибайкалья/Е. Ю. Рыцк, А. Я. Жидков, Л. С. Плотников. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с. 17—27.

Приводится геохимическая характеристика олокитского комплекса по главным типам пород и литолого-стратиграфическим подразделениям. Выявлен сидеро-халькофильный геохимический тип олокитского комплекса с отчетливым трендом геохимической изменчивости по простиранию Олокитского прогиба. По геохимическим данным выделена толща тыйской свиты, являющаяся главным рудоносным уровнем олокитского комплекса, к которому приурочены стратиформные месторождения и рудопроявления марганцевоносных железистых кварцитов в краевых и колчеданно-полиметаллических руд во внутренних фациальных зонах Олокитского прогиба. Сделан вывод об определяющих палеотектонических факторах формирования осадочно-вулканогенных толщ комплекса.

Табл. — 1, ил. — 1, список лит. — 4 назв.

УДК 550.4 : 551.73(571.5)

Геохимические особенности верхнего палеозоя Сибирской платформы/ В. С. Певзнер, А. Б. Гуревич. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с. 27—32.

Рассматриваются геохимические разрезы угленосной и сероцветной терригенной геологических формаций, изученных авторами в бассейнах рек Котуй, Оленек, Уджа, Анабар. Приведены сведения о распространенности 16 химических элементов и об образуемых ими ассоциациях. Показаны различия всех выделенных подразделений. Уточнены условия образования рассмотренных отложений: так, нижнепермские образования от остальных отличается заметное влияние эндогенного фактора и явные признаки аридизации климата, а по признаку сульфатности, определяемой по поведению бария, отчетливо выделяются отложения низов верхней перми (по условиям осадконакопления они соответствуют нормальному морскому бассейну).

Табл. — 1, ил. — 1, список лит. — 5 назв.

УДК 550.4 : 552.573/576(571.1)

Использование геохимических данных для обоснования синонимии угольных пластов Кузбасса/ В. М. Богомазов, С. В. Щербакова. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с. 32—41.

Проанализирован большой фактический материал по геохимии угольных пластов месторождений Ленинского и Ерунаковского районов Кузбасса с целью выявить геохимическую зональность и критерии корреляции разрезов и синонимии угольных пластов, для чего выделены и оценены ведущие ассоциации элементов, типы геохимической специализации, степень гомогенизации и индикаторные отношения средних содержаний некоторых пар элементов.

Ил. — 2, список лит. — 2 назв.

УДК 550.4 : 551.732(571.5)

Геохимическая характеристика разреза кындынской серии Прианабарья/ В. С. Певзнер, М. А. Минаева. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с. 41—47.

Даны геохимические различия выделенных в пределах серии подразделений. Все рассмотренные образования (по данным изучения 12 химических элементов: Ti, Ga, Zr, Sr, V, Ni, Mn, Pb, Cu, Ba, Mo) обладают в разрезе отчетливой геохимической индивидуальностью. Последнее свидетельствует о возможности использования геохимических разрезов при крупномасштабной геологической съемке.

Табл. — 1, ил. — 1, список лит. — 3 назв.

Неопределенность геохронологической шкалы и возможности изучения неопределенности на опорных разрезах/А. Н. Павлов. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с. 47—55.

Подсчеты показали, что в фанерозое величины квантов возрастают, но к современному этапу уменьшаются. Нельзя точно оценить энергетическую структуру осадочного чехла. Таким образом, принцип Гейзенберга (неопределенности) работает в геологии. На опорных разрезах изучение неопределенности приводит к раскрытию природы изучаемых образований на физическом уровне.

Табл. — 3, ил. — 1, список лит. — 8 назв.

Распределение химических элементов в позднемезозойских вулканических структурах Станового поднятия/В. А. Максимовский, Г. П. Смирнова, В. П. Шейкин и др. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с. 55—61.

Приводятся данные по распределению малых элементов в мезозойских вулканических породах некоторых вулканотектонических структур Станового поднятия и сопредельных районов (Уруша-Ольдойская зона). На основе оригинальных силикатных анализов и данных количественных определений ряда элементов (Mo, Co, V, Sn, Sr, Pb, Rb и др.) описывается петрохимия и геохимия. Делается вывод о геохимической специализации вулcano-тектонических структур и их возможной металлогении.

Табл. — 3, список лит. — 3 назв.

Петролого-геохимические особенности титаноносных пород разреза Лысанского рудного поля (Восточный Саян)/Р. И. Шурупова. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с. 61—69.

Рассмотрены особенности метаморфизма и распределения как породообразующих элементов, так и элементов-примесей с выявлением коррелятивных связей для определенных групп элементов. Полученные данные показали, что эффузивы урманской свиты и интрузии лысанского комплекса комагматичны; составы вторичных минералов определяются составом исходных пород; породы преобразованы в зеленосланцевой фации, и основными агентами преобразования интрузий и вмещающих толщ являются $H_2O + CO_2$; первичными типами руд являлись титаномагнетитовые и ильменитовые, а в результате процессов метаморфизма образовались перекристаллизованные ильменит-магнетитовые и сфен-ильменитовые руды. Наблюдаемый тип магматизма и метаморфизма пород лысанского комплекса характерен для зеленокаменных поясов (рифтогенев).

Табл. — 2, список лит. — 8 назв.

УДК 550.4 : [552.4 : 553.22] (571.5)

Геохимическая специализация мезозойских метасоматитов Прибайкальско-Чарского рудного пояса/Л. Б. Макарьев, Г. В. Дитмар. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов, Л., 1986, с. 69—78.

В бассейне среднего течения р. Чара установлено широкое развитие геохимически специализированных мезозойских метасоматитов, сформировавшихся в течение трех последовательных гидротермальных циклов: раннего (фенит-I — щелочнопропилитовый ряд), главного (фенит-II — гумбеит — березит-аргиллизитовый ряд) и позднего (карбонатные метасоматиты базификатного ряда). Каждому гидротермальному циклу соответствует геохимический цикл. В общем виде геохимическая цикличность выражается последовательной сменой образований (сидеро)-лито-халькофильной специализации образованиями с лито-халькофильной и существенно халькофильной специализацией. Сводный геохимический разрез регионально развитых метасоматитов включает нижнюю (Mo, W, As, Ag, Bi, Tl, Pb, V и др.), промежуточную (Cu, Pb, Zn, Bi, Ag, As) и верхнюю (Hg, Cd, Pb, Zn, Ag, Bi) зоны.

Табл. — 1, ил. — 1, список лит. — 9 назв.

УДК 550.42+556.314(571.6)

Геохимическая зональность Приморья (Дальний Восток)/К. А. Григорьев, Л. П. Журба, В. А. Исаев, С. И. Сай. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов, Л., 1986, с. 78—84.

Рассмотрены некоторые особенности геохимической зональности Приморья и условия ее формирования на основе составленного авторами регионального геолого-геохимического профиля от Рудной Пристани через Сихотэ-Алинь и Приханкайскую равнину. Геохимическая зональность установлена по результатам геологической интерпретации силикатных, рентгено-спектральных и приближенно-количественных анализов проб горных пород и результатам гидрогеологического опробования. Полученные материалы могут быть использованы при изучении опорных геохимических разрезов Приморья.

Табл. — 3, список лит. — 4 назв.

УДК 550.4 : 552.11 : 552.321 (571.5)

Геохимическая цикличность гранитоидного магматизма Байкальской складчатой области/В. Н. Метик, Н. А. Кузина, М. В. Федоров, В. Е. Руденко. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов, Л., 1986, с. 85—90.

Дана геохимическая характеристика пород разновозрастных (AR₂—Pz₃) комплексов Байкальской складчатой области. На основе обобщения оригинального петрогеохимического материала проанализирована временная и пространственная эволюция гранитоидного магматизма. Выявлены два геохимических цикла гранитообразования. Установлена латеральная геохимическая зональность размещения разнотипных гранитоидов.

Табл. — 1, ил. — 1, список лит. — 7 назв.

Геохимические ассоциации позднепермского седиментационного бассейна Кузбасса/В. М. Богомазов, Ю. К. Бурков, С. В. Щербаков. — В кн.: Геохимические методы для решения задач практической геологии. Сб. науч. трудов. Л., 1986, с 91—94.

На основании анализа (с использованием ЭВМ) геохимических данных по кольчугинской серии Ерунаковского района доказывается положение о том, что в поздней перми в пределах седиментационного бассейна Кузбасса и сопредельных областей размыва периодически возникали условия относительного тектонического покоя, когда в бассейн проникали морские ингрессии. Указанный вывод подтверждается единичными находками остатков морской фауны и морских микроскопических водорослей.

Список лит. — 5 назв.

1 р. 25 к.

