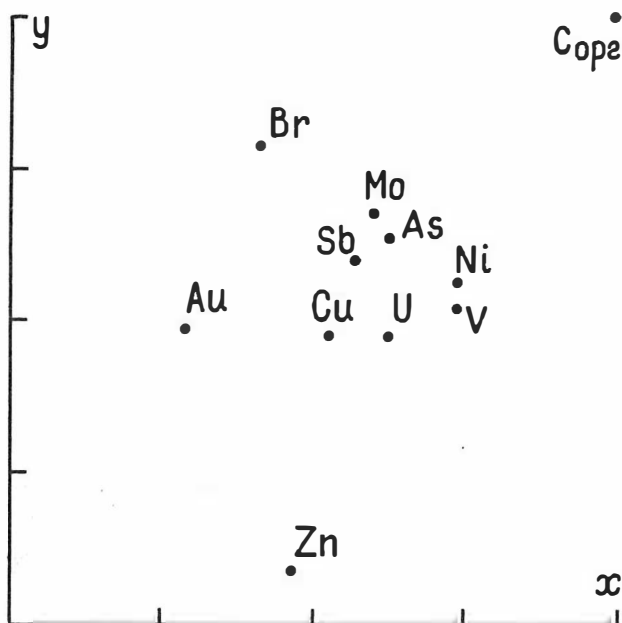




АССОЦИАЦИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ С ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ СИБИРИ

НОВОСИБИРСК 1984

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**АССОЦИАЦИЯ
МИКРОЭЛЕМЕНТОВ
С ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ
В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ
СИБИРИ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1984

Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири: Сб. науч. тр. / АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. Редкол.: акад. В.А.Кузнецов (отв.ред.) и др.-Новосибирск, 1984. 157 с.

Представлены материалы исследования количественных соотношений между органическим углеродом и микроэлементами в доманикитовых и черносланцевых толщах Сибири - в баженовской свите Западно-Сибирской плиты, куонамской свите Сибирской платформы, рифейских черных сланцах Средней и Восточной Сибири. Статистические оценки распределения микроэлементов основаны преимущественно на метрологически обеспеченных современных физических методах анализа вещества - инструментальном нейтронно-активационном и атомно-абсорбционном. Соотношения между органическим углеродом и молибденом, ураном, ванадием, никелем, медью, цинком, мышьяком и другими элементами в древних высокоуглеродистых толщах сопоставлены с аналогичными показателями для планктоногенных отложений современных морских бассейнов.

Сборник рассчитан на специалистов в области металлогении и рудных месторождений, на нефтяников, а также на геологов и геохимиков, интересующихся проблемой источников рудного вещества.

Р е д к о л л е г и я:

к.г.-м.н. Г.Н.Аношин, к.г.-м.н. В.А.Бобров,
д.г.-м.н. В.М.Гавшин, академик В.А.Кузнецов (отв.редактор),
д.г.-м.н. Ю.Г.Щербаков

Рецензенты:

д.г.-м.н. Ю.Н.Занин, к.г.-м.н. Г.М.Комарницкий

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди осадочных толщ докембрия и фанерозоя выделяются высоким содержанием органического вещества морские отложения, известные как "углеродистые формации", "формации черных сланцев", "формации горючих сланцев", "доманиковые свиты" и т.п. Наряду с органическим углеродом, они, как правило, обогащены молибденом, ураном, ванадием и еще рядом микроэлементов, содержание которых иногда позволяет ставить вопрос об их потенциальной практической ценности. Нередко морские планктоногенные отложения, обогащенные органическим веществом, являются вмещающими породами стратиформного оруденения; кроме того, предполагается, что они в ряде случаев могли послужить источником рудного вещества метаморфогенных или гидротермальных месторождений. В широко распространенных черных сланцах рифея и нижнего палеозоя изначальные черты распределения микроэлементов зачастую стерты воздействием метаморфизма, так что трудно судить о том, до какой степени их концентрация обязана собственно осадочному процессу.

Известно, что на поверхности органического вещества возникают функциональные группы с координационно ненасыщенными атомами кислорода или азота, создающие предпосылки для связывания металлов в соединения типа хелатов. Такие поверхностные реакции широко используются в практике аналитической химии и химической технологии для извлечения из растворов микроколичеств молибдена, ванадия, урана, золота. Химический состав планктоногенного органического вещества на протяжении обозримого геологического прошлого, по-видимому, не испытывал существенных изменений. Поэтому можно полагать, что в металлоносных планктоногенных отложениях на каждом стратиграфическом уровне мы видим отражение микроэлементного состава морской воды древнего бассейна, подобно тому, как в лабораторных условиях содержание элементов в растворе определяется после их осаждения на активированном угле.

Очевидно, закономерные количественные соотношения между ор-

ганическим углеродом и микроэлементами, отражающие физико-химическое равновесие в системе "морская вода-осадок" следует искать прежде всего в отложениях, не претерпевших существенных метаморфических изменений - в морских сапропелевых илах и фанерозойских доманикитах. Оценив уровень первичного седиментационно-диагенетического накопления микроэлементов в ассоциации с планктоногенным органическим веществом фанерозойских осадочных толщ, можно попытаться установить, прослеживаются ли найденные количественные соотношения в глубь геологического времени, имея в виду прежде всего разработку критериев отличия сингенетических концентраций металлов в черных сланцах от эпигенетических. С другой стороны, исследование микроэлементного состава доманикитов приобретает существенное значение в плане разработки критериев диагностики нефтематеринских толщ. Решение этих задач является, по существу, развитием направлений, заложенных академиком А.В.Сидоренко и членом-корреспондентом АН СССР Н.Б.Вассоевичем.

Поскольку речь идет о поиске количественных закономерностей, на первый план выдвигаются вопросы качества аналитических данных. В лаборатории ядерно-геохимических методов анализа Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР в течение ряда лет совершенствуются способы инструментального нейтронно-активационного и атомно-абсорбционного определения микроколичеств химических элементов в горных породах. Метрологические характеристики аналитических методов опубликованы в серии сборников - "Физические методы анализа в геохимии" (1978), "Спектрометрические методы в геохимии" (1980), "Полупроводниковая спектрометрия в геологии и геохимии" (1983) и др. Эти разработки положены в основу фактического материала, представленного в статьях настоящего сборника. На базе метрологически обеспеченных физических методов анализа вещества выводятся статистические оценки распределения 30-35 микроэлементов в крупных геологических телах. При этом имеется в виду, что в будущем, возможно, понадобится по-новому организовать аналитический материал, поэтому результаты наиболее трудоемкого инструментального нейтронно-активационного анализа публикуются для каждой пробы в отдельности.

Сборник, предлагаемый вниманию читателей, открывается статьей, в которой рассматриваются общие принципы оценки первичного седиментационно-диагенетического распределения микроэлементов в

черных сланцах. Далее в четырех статьях представлены материалы о распределении, формах нахождения и прочности связи микроэлементов в верхнеюрских отложениях баженовской свиты Западно-Сибирской плиты, причем в одной из этих статей сопоставлены микроэлементные составы битуминозных аргиллитов баженовской свиты и сапропелевых илов Черного моря. Следующая статья посвящена геохимии микроэлементов куонамского горизонта нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы. Наконец, в пяти статьях рассматривается геохимическая специфика углеродистых отложений венда, рифея и среднего протерозоя Южной Сибири и сопредельных территорий.

Сборник рассчитан на достаточно широкий круг читателей. Специалисты в области металлогении и учения о рудных месторождениях найдут здесь материалы по геохимической специфике черносланцевых толщ — возможных источников рудного вещества либо восстановительных геохимических барьеров. Нефтяники могут ознакомиться с литогеохимическими характеристиками доманикитов — потенциально нефтематеринских отложений или даже нетрадиционных нефтеколлекторов, уникальным примером которых являются отложения баженовской свиты Западно-Сибирской плиты.

ПРОБЛЕМА СЕДИМЕНТАЦИОННО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО НАКОПЛЕНИЯ
МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ
И МЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЕЕ РЕШЕНИЯ

В 1955 г. К.Краускопф, на основе опубликованного к тому времени материала, показал уровень обогащения "черных сланцев" некоторыми микроэлементами по сравнению с "обычными осадочными породами". Хотя сам автор указывал на скудость и недостаточно высокое качество имевшихся в его распоряжении аналитических данных, ему удалось в общих чертах наметить ассоциацию микроэлементов, характерную для черных сланцев — молибден, серебро, ванадий, цинк, мышьяк и, возможно, золото, которые вовлекались в осадок, обогащенный органическим веществом, из морской воды в условиях замедленной седиментации [10]. Вместе с тем, для большинства микроэлементов К.Краускопфом даны лишь ориентировочные интервалы содержания, выведенные для разных элементов по неодинаковым наборам объектов.

В 1970 г. опубликованы материалы о микроэлементном составе черных сланцев Северной Америки, основанные преимущественно на полуколичественных спектральных анализах, выполненных в лабораториях Геологической службы США. Было проанализировано 779 образцов из 20 объектов различного возраста — от докембрия до эоцена. Аналитические данные обработаны средствами математической статистики, однако нет никаких указаний на апробацию спектроскопических определений по стандартным образцам горных пород [26]. В 1978 г. появилась публикация Е.М.Поплавко, В.В.Иванова и др., в которой, по результатам полуколичественного спектрального анализа небольшого количества проб, охарактеризован микроэлементный состав горючих сланцев СССР [15]. Сведения о содержании тех или иных элементов в конкретных черносланцевых толщах можно найти в ряде статей, появившихся за последние годы, однако, как правило, без каких-либо указаний на качество аналитических данных. Кроме того, в большинстве случаев речь идет о весьма ограниченном наборе элементов, зачастую без оценки содержания в проанализированных породах органического углерода, так что составить представление о количественных соотношениях микроэлементов с органическим веществом по опубликованным данным оказывается невозможным.

Едва ли не единственным исключением является обстоятельная работа, посвященная кварцевым сланцам Швеции [22]. Ее автор Г.Армандс выводит статистические оценки распределения 37 химических элементов, в основном по данным рентгенофлуоресцентных определений в 92 пробах, отобранных из одной скважины, указывая на удовлетворительные результаты анализа стандартных образцов горных пород. К сожалению, и в этой работе встречаются неточности. Так, в сводных таблицах для кварцевых сланцев верхнего кембрия указывается содержание мышьяка 17 г/т, выведенное по 39 пробам; если же вычислить среднее взвешенное из значений, полученных для четырех выборок, в совокупности составляющих те же 39 проб, то получается существенно иная оценка — 53 г/т, что практически не отличается от наших данных для баженовской свиты Западно-Сибирской плиты (45±10 г/т).

Статистические оценки распределения около 40 химических элементов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты и, в том числе, в морских планктоногенных отложениях баженовской свиты волжского яруса, опубликованы нами в 1980 г. [4]. В основу этих оценок положены инструментальные нейтронно-активационные и атомно-абсорбционные определения 31 элемента. Качество анализов обеспечивалось тщательной апробацией по совокупности стандартных образцов горных пород [7,13,14]. В частности, о качестве атомно-абсорбционных анализов можно судить по результатам статистической обработки аналитических данных, полученных на протяжении нескольких лет (с 1978 по 1983, табл.1). Как видим, в подавляющем большинстве случаев отмечается совпадение наших данных с аттестационными значениями в пределах доверительной вероятности 0,95.

В обогащенных органическим веществом отложениях баженовской свиты обнаруживается существенное накопление всех микроэлементов, указанных К.Краускоффом для "черных сланцев" и, кроме того, урана, сурьмы, никеля, меди и бария [6]. Сопоставление содержаний микроэлементов в битуминозных аргиллитах баженовской свиты и в глинистых отложениях вмещающих толщ позволяет вычислить коэффициенты концентрации, показывающие, во сколько раз планктоногенные отложения обогащены тем или иным элементом по сравнению с обычными алевропелитами. Поскольку содержания молибдена, золота и серебра в юрских и меловых алевропелитах пока не удалось опре-

Результаты атомно-абсорбционного анализа
стандартных образцов горных пород

Источник сведений	К-во проб	Cu	Zn	Co	Ni	Mn	Cr
<u>СТ-IA - трапп</u>							
<u>Наши данные</u>							
[7]	I4	218±16	148±5	56±5	92±4	1634±54	
1982г.	22	209±7	139±7	51±4	89±5		
	II	233±11	114±7	44±8	82±5		143±12
<u>Данные аттестата</u>		220±20	150±10	46±5	90±6	1660	140
<u>СТII-IA - габбро эвсекситовое</u>							
<u>Наши данные</u>							
[7]	I4	60±3				1320±36	
	I7		147±6	49±3	51±3		
1982г.	27	65±2	143±6	48±2	51±2		
	II	69±2	110±3	38±2	48±4		49±2
1983г.	24	69±2	129±6	38±1	39±2	1278±20	
<u>Данные аттестата</u>		68±7	120±10	40±5	50±5	1300±100	52±6

Примечание. Аналитик Л.Н.Смертина; доверительные интервалы отвечают 95 %-ной вероятности.

делить, их количества в баженовитах сопоставлялись с кларком для "глин и сланцев", по А.П.Виноградову [3]. По величинам коэффициентов концентрации все элементы выстраиваются в ряд, разделяясь на три группы: элементы, накапливающиеся на органическом веществе, элементы, индифферентные к органическому веществу и элементы-антагонисты органического вещества [5]. Предположив, что уровень концентрации микроэлементов в планктоногенных отложениях в какой-то мере отражает равновесные соотношения между водами палеобассейнов и осаждаемым органическим веществом, обратимся к ориентировочным коэффициентам их распределения между растительными или животными организмами и современной морской водой [24] (табл.2).

Ряды микроэлементов, построенные по убыванию коэффициентов

Коэффициенты концентрации в отложениях баженовской свиты [5]	Логарифмы коэффициентов распределения между морской водой и организмами [24]		Логарифмы произведения концентраций элементов в морской воде на время их преобывания в океане [21]
	растительными	животными	
Mo 61	Cr 4,3	Cr 5,0	Mo 6,9
As 7,3	Fe 4,5	Zn 4,0	Ni 5,8
Zn 5,9	Sc 4,5	Mn 3,5	Zn 5,3
V 4,6	Ti 3,5	Sc 3,5	V 5,2
Ni 4,1	Au 3,5	Ti 3,5	As 5,1
Au 4,0	Mn 3,5	Fe 3,5	Cu 4,8
Ag 3,9	Ag 3,0	V 3,0	Co 4,8
Cu 3,3	Zn 3,0	Ni 3,0	Mn 4,3
Co 1,1	Co 3,0	Ag 3,0	Ti 4,1
Fe 1,0	As 3,0	Cu 3,0	Ag 4,1
Sc 0,9	Ce 2,5	Ce 2,0	Cr 4,0
Ce 0,8	V 2,5	Co 2,0	Au 3,3
Cr 0,8	Cu 2,0	As 2,0	Fe 2,8
Ti 0,6	Ni 2,0	Au 1,5	Sc 1,6
Mn 0,4	Mo 1,5	Mo 1,5	

Как следует из табл.2, ряды микроэлементов, построенные по степени их концентрации в планктоногенных отложениях баженовской свиты и в живых организмах современных морей, не имеют между собой ничего общего и, следовательно, для того чтобы предполагать доминирующую роль прижизненного накопления элементов организмами в формировании микроэлементного состава "черных сланцев" нет достаточных оснований. Более перспективным оказалось сопоставление на другой основе: если помножить содержание каждого элемента в морской воде на время его пребывания в океане [21], то по убыванию полученных величин выстраивается ряд, весьма близкий выведенному для баженовской свиты (см. табл.2). Отсюда можно заклю-

чить, что важнейшими факторами накопления микроэлементов в планктоногенных отложениях являются их ресурсы в морской воде и время, в течение которого осуществлялся обмен компонентами между наддонной водой и обогащенным органическим веществом осадком. Таким образом, установленную для планктоногенных отложений баженовской свиты ассоциацию микроэлементов, сопутствующих органическому веществу (Mo, U, As, Sb, Zn, V, Ni, Au, Ag, Cu, Ba, Se, Br) можно рассматривать как строго закономерную, сложившуюся в итоге седиментации и диагенеза в морской среде. Непосредственное подтверждение концепции седиментационно-диагенетического накопления микроэлементов в отложениях баженовской свиты мы видим в результатах анализа древнечерноморских сапропелевых илов, отлагавшихся в период от 7000 до 3000 лет назад: по коэффициентам концентрации относительно терригенных глинистых осадков [11] микроэлементы образуют ряд, весьма близкий к выведенному для баженовской свиты.

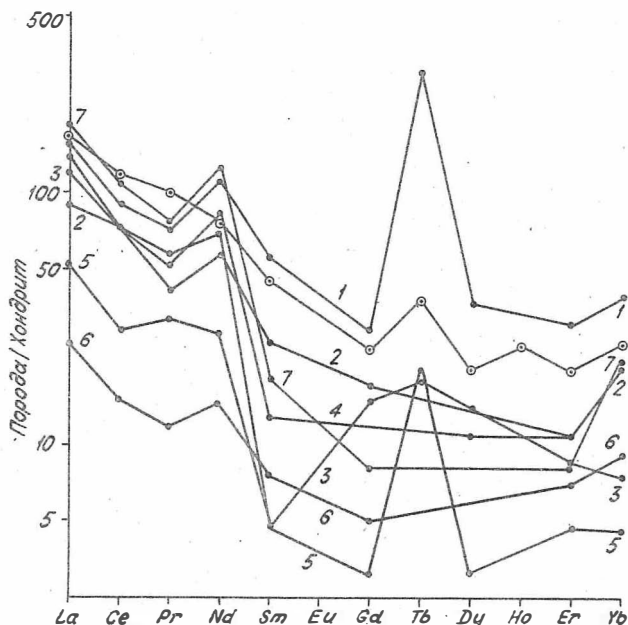
Возникают вопросы: насколько общими являются найденные закономерности, прослеживаются ли они на материалах по черным сланцам других регионов и иного стратиграфического уровня? С чем связаны аномально высокие или, напротив, чрезвычайно низкие содержания молибдена, меди, урана, ванадия, золота в некоторых черных сланцах [23,25,2] и насколько аргументированы указания на ассоциацию с органическим веществом фосфора, кобальта, хрома, свинца, стронция, редких земель, вольфрама и других элементов? [8,18,26].

Очевидно, в ряде случаев приходится ставить под сомнение данные аналитических методов, не охарактеризованных с позиций метрологии. Насколько осторожно следует относиться к анализам, не апробированным на стандартных образцах горных пород, показывает опыт наших контрольных определений. 29 проб рифейских черных сланцев было проанализировано на молибден в одной спектральной лаборатории и 10 проб битуминозных аргиллитов баженовской свиты — в другой. Получены средние значения: 87 г/т для баженовской свиты и 235 г/т для черных сланцев рифея. Атомно-абсорбционным анализом найдено 185 г/т в отложениях баженовской свиты и 77 г/т в породах рифея. По данным спектральных анализов, выполненных в разных лабораториях, можно прийти к выводу, что в рифейских сланцах содержится в 2,7 раза больше молибдена, чем в

баженовской свите; по результатам атомно-абсорбционных анализов, напротив, баженовская свита содержит в 2,4 раза больше молибдена, чем рифейские сланцы. Чтобы сделать выбор между двумя диаметрально противоположными выводами, следует, очевидно, всесторонне рассмотреть качество аналитических данных, полученных в каждой лаборатории.

Другой источник ошибочных заключений — недостаточно аргументированные оценки. Так, в ряде работ можно встретить утверждения о накоплении в углеродистых планктоногенных отложениях лантаноидов. По-видимому, все они основаны на недоразумении. В монографии "Геологические особенности и ураноносность черных сланцев", со ссылкой на табл. I указывается, что "редкоземельные элементы в черных сланцах содержатся в повышенных концентрациях" [8]. Между тем, как следует из той же табл. I, в диктионемовых сланцах Прибалтики, "черных сланцах Азии", и "черных сланцах Сино-Корейского щита", шунгитах Карелии, "черных сланцах района КМА" и даже "фосфатных черных сланцах района КМА" содержится меньше лантаноидов, чем в обычных глинах Русской [I] и Северо-Американской [I6] платформ (см. рисунок). И только в отношении "черных сланцев Европы" можно было бы говорить, что они несколько обогащены редкими землями, если бы здесь не было необычайно резкой тербиевой аномалии, никак не объясненной и вызывающей сомнение в качестве анализов. Об "устойчивом повышении" содержания редкоземельных элементов в отложениях, обогащенных сапропелевым органическим веществом, пишет в своей монографии С.Г. Неручев [I2], ссылаясь, в частности, на диктионемовые сланцы, в которых, как уже было сказано, в действительности содержится меньше лантаноидов, чем в обычных глинах.

Наконец, для того чтобы выделить ассоциацию элементов, сопутствующих органическому веществу, необходимо расчленить совокупность объектов исследования на достаточно однородные группы. Как заметил еще К. Краускопф, присутствие в черных сланцах фосфата кальция сказывается возрастанием содержания стронция, свинца и лантаноидов, не связанных непосредственно с органическим веществом [I0]. Очевидно, не следует смешивать микроэлементные составы обычных черных сланцев и фосфоритов. Опубликованные оценки, даже основанные на полуколичественных спектральных анализах, позволяют еще более ограничить круг объектов, на которых



Распределение лантаноидов в черных сланцах [8] в сопоставлении с данными для глин Русской платформы [1]

1 - черные сланцы Европы; 2 - диктионемовые сланцы Прибалтики; 3 - черные сланцы Азии; 4 - черные сланцы Сино-Корейского щита; 5 - пунгиты Карелии; 6 - черные сланцы района КМА; 7 - фосфатные черные сланцы района КМА. Кружками обозначены глины Русской платформы

можно проследить закономерности седиментационно-диагенетического накопления микроэлементов в ассоциации с планктоногенным органическим веществом. Прежде всего, исключим из рассмотрения черные сланцы, содержащие не более 3-4 % органического углерода: в таких отложениях, где резко преобладает терригенная составляющая, разрешающая способность аналитических методов не позволяет уловить ассоциацию микроэлементов с органическим веществом. Далее,

не будем принимать в расчет планктоногенные отложения лагунного или озерного происхождения — горючие сланцы Болтышского месторождения [20] и формации Грин-Ривер [26]. В их составе содержания молибдена, меди, ванадия, никеля, цинка существенно не превышают значений, характерных для обычных осадочных пород, и это вполне понятно, поскольку ресурсы растворенных микроэлементов в водах постоянно или периодически замкнутого мелководного бассейна были крайне ограничены. Затем, оставим в стороне черные сланцы геосинклинальных бассейнов, такие как, например, отложения менилитовой серии Карпат, поскольку для них, во-первых, не выполняется условие замедленной седиментации, обеспечивающей длительность взаимодействия между морской водой и планктоногенным осадком и, во-вторых, в ряде случаев не исключается воздействие гидротермальных процессов. Наконец, мы не будем рассматривать кукурситы и горючие сланцы Поволжья, сложенные в основном талломоальгинитовым органическим веществом и выделяющиеся из ряда планктоногенных отложений чрезвычайно низкими содержаниями микроэлементов [15].

По-видимому, наиболее благоприятными объектами, на которых можно проследить закономерности седиментационно-диагенетического накопления микроэлементов, наряду с битуминозными аргиллитами баженовской свиты Западно-Сибирской плиты, являются другие морские планктоногенные отложения платформенных бассейнов, обогащенные коллоальгинитовым органическим веществом, такие как кембрийские квасцовые сланцы Швеции и битуминозные аргиллиты куонамской свиты Сибирской платформы, прибалтийские диэтиномовые сланцы ордовика, доманиковые отложения девона Русской платформы, верхнедевонско-нижнекарбоновые черные сланцы Чаттануга и Вудфорд (США), палеогеновые горючие сланцы Средней Азии; насколько можно судить по опубликованным данным, в них обнаруживается накопление тех же микроэлементов, что и в баженовской свите, причем их содержания, в общем, возрастают по мере увеличения в породах количества органического углерода. Это обстоятельство послужило основой для предположения о постоянстве микроэлементного состава морской воды на протяжении фанерозоя [9]. Пока, однако, можно говорить лишь о намечающейся тенденции, но вполне вероятно, что при надлежащем качестве аналитических данных удастся более убедительно вскрыть закономерные количественные соотношения между микроэлементами и органическим веществом.

В ИГиГ СО АН СССР на протяжении ряда лет совершенствуются способы нейтронно-активационного и атомно-абсорбционного определения микроэлементов в горных породах [17,19]. По мере развития аналитической техники, вовлекаются в исследование планктоногенные отложения различного возраста – от рифейских до современных; в сопоставлении их геохимических характеристик предполагается уловить наиболее общие черты седиментационно-диагенетического накопления микроэлементов, на фоне которых должны проявиться признаки эпигенетических процессов, формировавших рудные месторождения.

Литература.

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 276 с.

2. Вилор Н.В. К проблеме золотоносности черных сланцев. – Геохимия, 1983, № 4, с.560–568.

3. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7, с.555–571.

4. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г. и др. Геохимия микроэлементов в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с.19–21.

5. Гавшин В.М., Бобров В.А. Закономерности распределения микроэлементов в баженовской свите. – В кн.: Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИТМИС, 1982, с.76–91.

6. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г. и др. Геохимия морских терригенных отложений Западно-Сибирской плиты. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983, с.48–56.

7. Гавшин В.М., Смертина Л.Н. Атомно-абсорбционное определение меди, цинка, кобальта, никеля и марганца в стандартных образцах горных пород в связи с задачами топтогеохимии. – В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.94–97.

8. Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев. М.: Наука, 1981. 120 с.

9. Гурари Ф.Г., Гавшин В.М. Планктоногенные отложения фанерозоя как показатель устойчивости содержания в морской воде редких и радиоактивных элементов. - В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.207-208.

10. Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. - В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1959, с.75-84.

11. Митропольский А.Ю., Безбородов А.А., Овсянный Е.И. Геохимия Черного моря. Киев: Наукова думка, 1982. 143 с.

12. Неручёв С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.

13. Пархоменко В.С. Определение микроэлементов в стандартных образцах горных пород. - В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.23-38.

14. Пархоменко В.С. Анализ элементного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии. - В кн.: Спектрометрические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с.18-30.

15. Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С., Тархов Ю.А. Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе. - Геохимия, 1978, № 9, с.1411-1418.

16. Распределение редких земель в литосфере и космосе / Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. М.: Мир, 1968. 187 с.

17. Спектрометрические методы в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980. 125 с.

18. Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность (Тез. докл.). Фрунзе: Илим, 1978. 300 с.

19. Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. 150 с.

20. Формации горючих сланцев (методы изучения и генетическая классификация). Таллин: Валгус, 1973. 160 с.

21. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 400 с.

22. Armands G. Geochemical studies of uranium, molybdenum and vanadium in a swedish alum shale. - In: Stockholm contrib. in geology, v.XXVII. Stockholm, 1972-1973, p.1-148.

23. Chen Nansheng, Yang Xiuzhen and oth. Lower cambrian black argillaceous and arenaceous rock series in south China and its associated stratiform deposits. - Mineral deposits, 1982, v.1, N 2, p.39-52.

24. Goldberg E.D., Broecker W.S. and oth. Minor elements in sea water. - In: Chemical oceanography. N.Y.: Acad.Press, 1965, p.137-146.

25. Guilloux L. Etude chimique des séries porteuses de quelques grands gisements du type Kupferschiefer. - In: Sciences de la Terre. Memoire N 43. Nancy, 1982. 659 p.

26. Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of black shale deposits. - Econ. geol., 1970, v.65, N 3, p.253-272.

Г.А.Третьяков, В.М.Гавшин

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ПЛАНКТОНОГЕННЫХ ОСАДКОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА МОРСКОЙ ВОДЫ

Морские планктоногенные отложения фанерозоя нередко рассматриваются, с одной стороны, как нефтематеринские свиты [5,9], с другой - как "металлоносные черные сланцы" [8,11,12]. На фоне обычных осадочных пород они выделяются, в частности, по резкому обогащению целым рядом микроэлементов, содержания которых возрастают по мере увеличения в породах количества органического углерода.

Совокупность химических элементов, ассоциирующих с планктоногенным органическим веществом, наиболее четко устанавливается по результатам инструментального нейтронно-активационного и атомно-абсорбционного анализов представительных проб, отобранных из верхнеюрских отложений баженовской свиты Западно-Сибирской плиты. По убыванию коэффициентов концентрации, вычисленных путем деления количества каждого элемента в баженовитах на его содержание в обычных глинистых породах [1], построен ряд микроэлементов, отражающий степень их накопления в планктоногенных отложениях (табл.1). Все элементы, накапливающиеся в баженовитах, об-

Коэффициенты концентрации химических элементов
в битуминозных аргиллитах баженовской свиты

Элементы, накапливающиеся на органическом веществе

C _{орг.}	Mo	U	As	Sb	Zn	V	Ni	Au	Ag	Cu	Ba
8,1	61	10,5	7,3	6,9	5,9	4,6	4,1	4,0	3,9	3,3	2,8

Элементы, индифферентные к органическому веществу

Co	Zr	Fe	Yb	Tb	Sc	Eu	Sm	Ce	La	Cr	Rb	Cs
1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8

Элементы — антагонисты органического вещества

Na	Th	Ta	Ti	K	Hf	Mn
0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,4

наруживают между собой и с органическим углеродом положительные линейные корреляционные связи [1]. Тот же набор микроэлементов, при близких количественных соотношениях с органическим углеродом, обнаруживается в черных сланцах США [12] и в горючих сланцах СССР [7].

Поскольку как видовой, так и химический элементарный состав морского планктона на протяжении фанерозоя, по-видимому, не испытывал существенных изменений [5], возникает предположение, что степень концентрации микроэлементов в планктоногенных осадках в какой-то мере отражает их межфазовое распределение между органическим веществом и морскими водами палеобассейнов [4]. В связи с этим особенно интересно рассмотреть количественные соотношения микроэлементов с органическим углеродом в древнечерноморских сапропелевых илах, отлагавшихся в период от 7000 до 3000 лет назад, когда уже возобновилась прерывавшаяся ранее связь черноморского бассейна с Мировым океаном [10]. За несколько тысяч лет микроэлементный состав океанических вод не мог существенно измениться, поэтому можно полагать, что в сапропелевых илах мы наблюдаем итог взаимодействия планктоногенного осадка с морскими водами, не отличавшимися по содержаниям микроэлементов от современных.

Соотношения микроэлементов и органического углерода
в голоценовых пелагических осадках западной окраины Черного моря

Глубина, от поверх- ности дна, см	C _{орг}	U	Th	K	Cu	Zn	Co	Ni	Mn	Cr	V	Mo	Ba	Sr
40	19,2	20,9	6,5	1,47	161	81	11	116	280	31	204	66	143	174
25	16,1	22,9	9,7	1,30	159	94	16	140	315	70	271	77	170	375
30	13,8	19,0	5,0	0,75	163	100	14	133	420	73	330	68	250	390
5	8,3	12,6	11,0	2,12	127	93	11	99	406	58	128	67	336	263
20	8,1	7,4	5,4	0,93	116	100	13	104	370	94	206	44	175	315
23	7,2	12,1	8,7	1,59	67	82	12	97	315	92	129	80	400	1045
5	7,1	9,4	5,9	1,64	74	94	19	81	505	84	66	46	310	580
10	6,2	12,9	2,1	0,73	47	56	17	53	585	90	55	17	550	795
15	6,3	9,5	2,6	0,13	58	58	30	72	430	40	114	32	500	1000
120	5,0	7,2	12,0	2,66	82	99	20	88	173	96	163	17	130	255
28	2,5	4,2	6,7	1,56	89	93	17	99	364	76	125	74	252	268
110	2,0	3,9	7,9	1,79	55	88	10	58	69	66	77	14	151	375
30	0,8	2,1	7,6	1,80	64	58	39	88	460	49	123	36	415	770
130	2,9	4,2	8,7	1,85	40	88	14	72	658	93	80	11	433	337
213	2,3	2,4	8,1	2,45	35	86	16	66	770	87	100	9	399	226
140	2,2	2,5	9,2	2,37	39	93	20	67	658	82	86	4	200	225
12	2,2	2,8	8,9	2,25	45	92	17	74	840	97	100	9	407	974
30	1,5	1,6	9,8	1,94	27	72	11	50	613	89	77	27	550	185

Примечание. Уран определялся люминесцентным способом; торий и калий - гамма-спектрометрически, остальные элементы - атомно-абсорбционным анализом. Все аналитические методы апробированы на стандартных образцах горных пород [2,3]. C_{орг.} и K - в %, остальные элементы в г/т.

В табл.2 приведены результаты анализа 18 проб, отобранных в западной части глубоководной котловины Черного моря из современных, древнечерноморских и новозевксинских отложений. Эти пробы проанализированы на менее полный набор элементов, чем отложения баженовской свиты - преимущественно на те элементы, для которых ранее установлена их тесная ассоциация с органическим веществом. Вся совокупность проб подразделена на две выборки: 10 проб с содержанием C_{орг.} более 4,5 % и 8 проб, в которых количество органического углерода не превышает 3 %. Коэффициенты концентрации вычислены как отношения средних значений, полученных соответственно для первой и второй выборки. По убыванию коэффициентов концентрации выстраивается ряд микроэлементов, весьма близкий к ряду, выведенному для баженовской свиты; в древнечерноморских сапропелевых илах не обнаруживается лишь накопления цинка и бария (табл.3). Близость геохимических характеристик верхнеюрских

Сопоставление коэффициентов концентрации микроэлементов

Баженовская свита

Ряд эле- ментов	Mo	U	C _{орг.}	Zn	V	Ni	Cu	Ba	Co	Cr	Th	K	Mn
Коэффи- циенты концент- рации	6,1	10,5	8,1	5,9	4,6	4,1	3,3	2,8	1,1	0,8	0,7	0,6	0,4

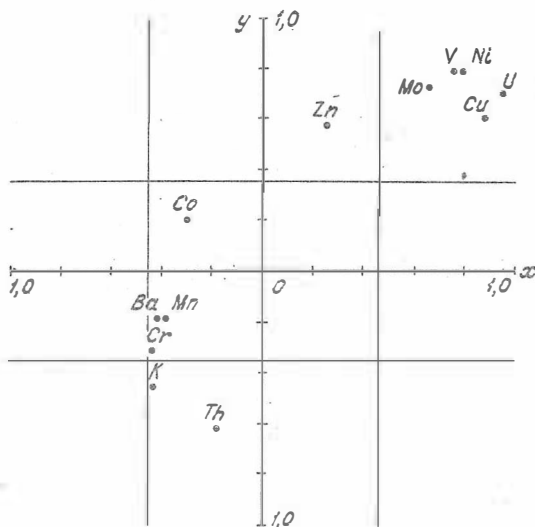
Сапропелевые илы

Ряд эле- ментов	C _{орг.}	U	Mo	V	Cu	Ni	Co	Zn	Cr	Th	K	Ba	Mn
Коэффи- циенты концент- рации	4,7	4,5	2,5	2,2	1,7	1,4	1,1	1,0	0,9	0,8	0,7	0,7	0,7

и голоценовых отложений особенно наглядно проявляется в структуре корреляционных связей микроэлементов с органическим углеродом: на графике (см. рисунок) четко обособляется ассоциация элементов, сопутствующих органическому углероду как в верхнеюрских битуминозных аргиллитах баженовской свиты, так и в древнечерноморских сапропелевых илах; для остальных микроэлементов органическое вещество является "разбавителем".

В сапропелевых илах, однако, обнаруживается существенно меньшее количество микроэлементов, приходящееся на единицу органического углерода, чем в отложениях баженовской свиты. Это можно объяснить тем обстоятельством, что в древнечерноморских осадках, залегающих, как правило, в интервале 25–60 см от поверхности дна, процесс извлечения микроэлементов из морской воды еще не закончился.

Близость микроэлементных составов фанерозойских планктоногенных отложений и древнечерноморских сапропелевых илов подтверждает неоднократно высказывавшееся предположение, что источником целого ряда микроэлементов, сконцентрированных в доманикитах и черных сланцах, была морская вода [8,6,4]. Вместе с тем, резкие отклонения от найденных соотношений между микроэлементами и органическим углеродом с возникновением рудных концентраций следу-



Соотношения корреляционных связей микроэлементов с органическим углеродом. По оси y — коэффициенты корреляции, вычисленные для баженовской свиты (30 проб), по оси x — для черноморских осадков (18 проб). Показаны граничные значения коэффициентов корреляции на уровне значимости 0,05

ет, очевидно, рассматривать как проявления каких-либо постседиментационных или гидротермальных процессов.

Литература

1. Гавшин В.М., Бобров В.А. Закономерности распределения микроэлементов в баженовской свите. — В кн.: Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1982, с.76-91.

2. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г. и др. Распределение урана, тория и калия в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с.128-160.

3. Гавшин В.М., Смертина Л.Н. Атомно-абсорбционное определение меди, цинка, кобальта, никеля и марганца в стандартных образцах горных пород в связи с задачами топтогеохимии. — В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.94-97.

4. Гулари Ф.Г., Гавшин В.М. Планктогенные отложения фанерозоя как показатель устойчивости содержания в морской воде редких и радиоактивных элементов. - В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.207-208.

5. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.

6. Плутман И.И. Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления. - Геохимия, 1971, № 9, с.1138-1143.

7. Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С., Тархов Ю.А. Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе, - Геохимия, № 9, 1978, с.1411-1418.

8. Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. - В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1959, с.388-440.

9. Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 309 с.

10. Degens E.T., Ross D.A. The Black sea - geology, chemistry and biology. - Amer. Ass. Petrol. Geol. mem., N 20, 1974. 633 p.

11. Guilloux L. Etude chimique des séries porteuses de quelques grand gisements du type Kupferschiefer. - In: Sciences de la terre Memoire N 43. Nancy, 1982. 659 p.

12. Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of black shale deposits. - Econ. geol., 1970, v.65, N 3, p.253-272.

И.Н.Ушатинский

СОСТАВ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ И ВМЕШАЮЩИХ ГЛИН

В осадочном чехле Западно-Сибирской плиты (ЗСП) резко выделяется по составу и свойствам толща битуминозных существенно глинистых пород, которая стратиграфически относится главным образом к баженовской свите (волжский ярус - низы берриаса). В ка-

честве нефтематеринской толщи и регионального флюидоупора она постоянно привлекала внимание исследователей. В последнее время здесь обнаружены также и залежи углеводородов с совершенно нетрадиционным (проблемным) типом коллектора и характером нефтеносности [5,8,10,11,17,19]. В связи с этим для решения геологических, поисковых и промысловых задач становятся настоятельно необходимыми все более полные данные о химико-минералогическом составе пород, концентрации микроэлементов и других лито-геохимических показателях.

Ряд работ в этом направлении выполнен как нами, так и другими исследователями [2,4,6,7,11-16,18,20], однако результаты нельзя признать достаточными для решения указанных задач, к тому же многие из них относятся к отдельным районам или площадям. В данной работе вопросы геохимии микроэлементов в битуминозных породах рассматриваются в региональном плане и в комплексе с изучением их вещественного состава.

Определение вещественного состава битуминозных пород наталкивается на значительные трудности. Так, большое содержание в них органического вещества (ОВ) осложняет дезинтеграцию пород, микроскопические и другие исследования. Приводимые в работе данные по составу отложений получены на основе стандартных методик изучения осадочных пород (химический, рентгеноструктурный, спектральный анализы и др.). Полученные цифры следует, видимо, рассматривать лишь как более или менее приближенные к истинному значению, поскольку лабораторные результаты, как показал В.М.Гавшин [16], весьма существенно зависят от методов анализа.

Рассматриваемая битуминозная толща распространена на большей части территории ЗПИ, где залегает при средней мощности около 30 м на глубинах от 650 (Приуралье) до 3700 м (Надымский район), средняя глубина отметки кровли - 2500 м. Перекрывается и подстилается она пачками преимущественно тонкопелитовых глин, создающих в ней изолированную систему с аномально высокими пластовыми давлениями. В литологическом плане строение толщи неоднородное. В ней выделяется несколько разновидностей переслаивающихся между собой кремнисто-глинистых (силициты, глины массивные, листоватые) и карбонатных (известняки, мергели) пород.

Накопление осадков толщи осуществлялось, как показывают исследования [1,3-7,9-15,20], на фоне развития позднеюрской транс-

Химический состав битуминозных пород
и вмещающих глин, %

КОМПОНЕНТЫ	1	2	3	4	5
SiO ₂	54,15	57,44	55,61	54,38	54,89
TiO ₂	0,92	0,52	0,66	0,74	0,90
Al ₂ O ₃	16,68	9,03	12,98	19,43	18,13
Fe ₂ O ₃	5,34	4,84	4,87	4,33	5,08
FeO	3,14	1,54	2,13	2,57	2,48
CaO	2,10	5,38	3,18	1,40	0,99
MgO	1,09	1,57	1,33	1,31	1,30
MnO	0,10	0,03	0,05	0,05	0,06
Na ₂ O	1,63	0,78	1,05	1,30	1,44
K ₂ O	2,52	1,37	2,20	2,65	2,58
П.п.п.	13,24	17,76	16,48	12,42	12,72
P ₂ O ₅	0,16	0,43	0,26	0,19	0,13
S _{общ.}	1,68	3,34	2,83	0,82	1,18
C _{орг.}	2,61	10,97	7,22	1,53	1,42
K _I	5,30	33,99	20,66	3,21	2,34
K ₂	8,24	4,07	6,47	11,31	13,46
K ₃	40,61	19,38	28,48	39,45	38,72
K _I /K ₂ +K ₃	0,10	1,40	0,60	0,07	0,05
M	10,41	12,09	10,86	9,39	9,70
E	25	136	793	101	99

Примечание. 1-3 - битуминозные породы в окраинных (Тазовский), центральных (Салымский) районах и по толще в целом; 4,5 - перекрывающие и подстилающие глины; K_I - кремнезем биогенный, связанный с халцедоном и опалом, K₂, K₃ - кремнезем терригенный, связанный с кварцем и глинистыми минералами; M - геохимический модуль (железо+марганец/титан); E - число образцов.

грессии. Это был период относительного покоя с нивелировкой рельефа в областях питания (районы обрамления ЭСП), усилением химического выветривания пород и сокращением их механической денудации. Формирование отложений происходило в условиях отчетли-

вой некомпенсации осадконакопления. Средний темп седиментации осадочного материала составлял 0,003 мм в год, а средний темп прогибания бассейна — 0,012 мм в год. Вместе с тем бассейн отличался богатством живого мира, в том числе кремнескелетного фитопланктона. Все эти обстоятельства сказались на составе и количестве захоронявшегося терригенного и биогенного вещества.

Битуминозные породы (табл. I) по сравнению с вмещающими глинами, как давно уже отмечали исследователи, резко обогащены (в 3–6 раз) углеродом и серой. Не менее контрастно они обогащены и биогенным кремнеземом, источником которого служили, как и в современных океанах, раковины диатомей и радиолярий. Последние всюду достоверно устанавливаются в изучаемых породах, а скелеты диатомей здесь, как и вообще в мезозойских отложениях, обычно не выявляются, что мы связываем с их быстрым во времени разрушением в процессе изменения осадков.

Общее содержание кремнезёма в рассматриваемых породах остается примерно одинаковым, различно лишь соотношение основных его форм. Во вмещающих глинах абсолютно доминирует терригенный кремнезем (связанный с обломочными глинистыми минералами, кварцем, полевыми шпатами), а в битуминозных породах — аутигенный (биогенный), связанный с биогенным халцедоном и опалом. Наиболее обогащены аутигенным кремнеземом битуминозные отложения центральных районов. Соотношение содержаний биогенного и терригенного кремнезёма в окраинных районах (Шалинский, Березовский, Тазовский, Охтеурский и др.) составляет 0,1–0,3, а в нефтеносных центральных (Салымский и др.) поднимается до 1,2–1,4. Такая картина, надо думать, отображает условия обитания кремнескелетных фитопланктонных и связанных с ними животных организмов. Предполагать существенный привнос вулканогенного (эксталятивного) материала нет оснований: реальные величины геохимического модуля (см. табл. I) в 2–2,5 раза ниже принимаемого для допущения гипотезы его критического значения (25–30).

В комплексе поглощенных катионов битуминозных пород преобладают те же элементы, что и в его составе у вмещающих глин (табл. 2). Основными концентраторами поглощенных катионов являются глинистые (особенно монтмориллонитовые) минералы, с уменьшением их содержания, увеличением зернистости материала, возрастанием содержания кремнистого, карбонатного материала емкость

Поглощенные катионы битуминозных пород
и вмещающих глин, мг-экв

Катионы	1	2	3	4	5
Ca	4,21	3,48	3,33	3,72	2,28
Mg	1,54	1,91	1,88	2,03	1,82
K	2,20	1,30	1,74	1,85	1,56
Na	3,84	3,52	3,90	4,06	3,73
Сумма	11,79	10,21	10,85	11,66	9,39
Na/Ca	0,91	1,01	1,17	1,09	1,64
Mg/Ca+Mg	0,27	0,35	0,36	0,35	0,44
Na+K/Ca+Mg	1,05	0,89	1,08	1,03	1,29
E	20	60	209	40	41

Примечание. 1-3 - битуминозные породы окраинных (Тазовский), центральных (Салымский) районов и по толще в целом; 4,5 - перекрывающие и подстилающие глины; E - число образцов.

поглощения пород понижается, что и проявляется в изучаемых отложениях. Как и в других случаях, емкость поглощения пород понижается также с увеличением глубины залегания и степени катагенетического изменения осадков. Средние значения щелочных (1,08) и щелочно-земельных (0,36) коэффициентов указывают на нормально-морские условия седиментации.

Среди форм железа преобладают в битуминозных породах аутигенные, на долю пиритного приходится 60-75 %, а на долю окисного железа 5-10 % (табл.3). Такая картина характерна для продуктивных горизонтов Западной Сибири, где редукция окисного железа происходит не только при диагенезе, но и при катагенезе осадков под воздействием нефтяных углеводородов. Количество $ОВ$, израсходованного на редукционные процессы, составляет в среднем 25 % остаточного. Наиболее высокие соотношения содержаний остаточного и редукционного углерода отмечаются в центральных нефтеносных районах. В окраинных районах, как и во вмещающих глинах, они значительно ниже.

Минералогический состав битуминозных пород представлен гли-

Формы железа, серы, углерода в битуминозных породах
и вмещающих глинах, %

Компоненты	I	2	3	4	5
ΣI	6,16	4,58	4,94	4,85	5,21
Σ_2	<u>2,12</u>	<u>1,01</u>	<u>1,23</u>	<u>1,45</u>	<u>1,46</u>
	34,4	22,0	24,9	29,9	28,0
Σ_3	<u>4,04</u>	<u>3,57</u>	<u>3,71</u>	<u>3,40</u>	<u>3,75</u>
	65,6	78,0	75,1	70,1	72,0
Σ_4	<u>0,37</u>	<u>0,18</u>	<u>0,30</u>	<u>0,45</u>	<u>0,50</u>
	9,1	5,0	8,1	13,2	13,3
Σ_5	<u>2,26</u>	<u>0,74</u>	<u>1,12</u>	<u>2,40</u>	<u>2,65</u>
	56,0	20,7	30,1	70,6	70,7
Σ_6	<u>1,41</u>	<u>2,65</u>	<u>2,29</u>	<u>0,55</u>	<u>0,60</u>
	34,9	74,2	61,8	16,2	16,0
C_I	1,68	3,34	2,83	0,82	1,18
C_2	<u>1,63</u>	<u>3,05</u>	<u>2,70</u>	<u>0,73</u>	<u>0,99</u>
	97,0	91,3	95,4	89,0	84,0
Пт	3,04	5,70	4,99	1,28	1,59
Y_I	2,61	11,0	7,22	1,13	1,23
Y_2	1,15	2,12	1,85	0,45	0,49
Y_I/Y_2	2,23	5,2	3,90	2,50	2,51
Σ_6/Y_I	0,54	0,25	0,32	0,48	0,49
Е	21	49	308	121	110

Примечание. I-3 - битуминозные породы в окраинных (Тазовский), центральных (Салымский) районах и по толще в целом; 4,5 - перекрывающие и подстилающие глины; ΣI - железо общее, Σ_2 - обломочное, Σ_3 - аутигенное (суммарное), Σ_4 - окисное, Σ_5 - закисное, Σ_6 - пиритное; C_I - сера общая, C_2 - пиритная, Пт - пирит, Y_I - углерод остаточный, Y_2 - израсходованный на редуccionные процессы; в числителе значения даны в процентах на породу, в знаменателе для Σ_2 и Σ_3 в процентах от ΣI , для $\Sigma_4, \Sigma_5, \Sigma_6$ - в процентах от Σ_3 , для C_2 - в процентах от C_I ; Е - число образцов.

Минеральный состав битуминозных пород
и вмещающих глин, %

Минералы	1	2	3	4	5
СО+М	13,0	15,0	14,0	21,0	18,0
Г	26,0	11,0	21,0	34,0	35,0
Х	24,0	3,0	11,0	15,5	14,0
К	10,0	3,0	8,0	5,5	8,0
Кв+Пш	12,0	4,0	9,0	13,5	15,0
Хц+Оп	5,0	34,0	16,0	3,5	3,0
Пт	3,0	6,0	5,0	2,0	2,5
Кб	4,0	10,0	7,0	2,5	2,5
ОВ	3,0	14,0	9,0	2,5	2,0
А+Кв	85,0	36,0	63,0	89,5	90,0
Б	15,0	64,0	37,0	10,5	10,0
А+Кв/Б	5,7	0,55	1,70	8,5	9,0
Г/СО	2,0	0,73	1,57	1,61	1,94
Е	30	150	970	105	102

Примечание. 1-3 - битуминозные породы окраинных (Тазовский), центральных (Салымский) районов и по толще в целом; 4,5 - перекрывающие и подстилающие глины; СО - смешанослойные гидрослюдасто-монтмориллонитовые образования, М - монтмориллонит, Г - гидрослюда, Х - хлорит, К - каолинит, Кв - кварц, Пш - полевые шпаты, Хц - халцедон, Оп - опал, Пт - пирит, Кб - карбонаты, ОВ - органическое вещество; А - суммарное содержание глинистых, Б - остальных минералов; Е - число образцов.

нистыми минералами, халцедоном, пиритом, карбонатами, органическим веществом. Содержание терригенного материала (глинистые минералы, кварц) в битуминозных породах центральных районов почти в 2 раза меньше, чем биогенного (ОВ, халцедон, опал, карбонаты), тогда как в породах окраинных районов и во вмещающих глинах их соотношение достигает 5-10 (табл.4). Такой состав отложений позволяет относить их не к терригенным, а к биогенно-терригенным кремнисто-глинистым битуминозным осадкам. Он сформировался в ус-

ловиях медленной седиментации с пониженным привносом терригенного и повышенным биогенного вещества.

Таблица 5

Содержания микроэлементов в битуминозных породах
и вмещающих глинах, $10^{-4} \%$

Районы	B	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ga	Sr	Zr	Mo	Pb	U	B/Ga	E
Шамский	53	228	208	35	158	160	10	71	233	86	15	8	5,1	16
Красноле- нинский	92	337	100	37	172	146	13	69	201	164	17	30	7,1	18
Тазовский	85	325	405	31	130	135	23	275	300	3	17	5	3,7	12
Ярудейский	85	360	270	31	195	125	12	65	230	51	17	6	7,1	12
Надымский	70	317	287	28	117	96	28	162	315	17	25	6	2,5	14
Губкинский	59	551	131	21	305	132	7	232	185	75	10	15	8,4	15
Сургутский	79	264	70	15	120	91	7	135	163	51	13	29	13,0	25
Вартовский	58	311	70	31	281	89	5	101	187	87	17	30	11,0	21
Вентанур- ский	68	294	94	16	104	80	8	284	190	40	13	26	8,1	17
Салымский	64	480	161	25	205	158	6	95	195	102	36	35	11,0	66
Александр- овский	64	221	101	19	136	69	6	218	192	59	16	26	10,0	27
Каймысов- ский	67	199	90	18	168	69	6	126	163	68	8	28	10,0	21
Охтеурский	68	230	93	23	156	67	8	189	179	51	11	26	8,5	15
По толще	70	317	160	25	173	109	11	156	210	66	17	25	6,4	279
Глины кряжи	67	185	171	18	75	69	19	254	273	19	18	4	3,5	63
Глины почвы	73	194	147	22	90	64	16	212	252	10	17	3	4,5	43

Концентрации микроэлементов в битуминозных породах представ-
лены в табл.5. В центральных районах отмечаются наиболее высокие
содержания бора, ванадия, никеля, меди, бария, урана. В окраин-
ных районах породы обеднены этими элементами, но обогащены дру-
гими (галлий, стронций, хром и др.). Особенно резкий контраст
наблюдается в северных районах (Надымский, Тазовский), что свя-
зано с их приближением к областям питания.

По сравнению с вмещающими глинами и глинами литосферы биту-
минозные породы обогащены многими элементами, особенно молибде-
ном (до 60 раз), ураном до 15 и ванадием до 5. Причина этого, ви-
димо, кроется в количестве и составе биогенного материала в би-
туминозных породах. На тесную прямую связь между содержаниями в
породах В и урана указывали многие исследователи [14,15,18].
Вместе с тем корреляция между содержанием В и других органоген-

ных элементов (ванадий, никель, кобальт, медь и др.) часто проявляется с малой теснотой связи. Так, концентрация ванадия и в Тазовском, и в Красноленинском районах составляет 0,03 %, а содержание ОВ (углерода) 2,5 и 10 %. Видимо, в накоплении этих элементов существенную роль может играть и минеральное вещество.

Резкое обогащение битуминозных отложений рядом элементов (молибден, уран, ванадий, сера и др.), как и отсутствие (или редкость находок) бентосной фауны в центральной зоне бассейна, ряд исследователей [1,6,9,11] объясняет сероводородным заражением иловых осадков. Однако такое заражение, если и можно допустить, то для ограниченных участков. Обилие в бассейне живого мира (в том числе стеногалинных фораминифер), высокие соотношения в породах бора и галлия (в среднем 6,14), пиритного железа и углерода (0,32), биогенного и терригенного кремнезема (0,60), значения магниевого (0,25–0,35), натриевого (0,5–1,1) коэффициентов показывают, что на большей части моря воды имели соленость, близкую к нормальной (2,5–3 ‰), более или менее активную циркуляцию и температуру (около 15–20°C). Лишь во впадинах глубины, возможно, превышали 200–300 м, а на остальной части моря они были менее 100 м.

В изучаемых осадках соотношение содержаний бора и галлия возрастает от мелководных к более глубоководным участкам бассейна. В первую группу по величине соотношения (10 и более) входят преимущественно центральные районы (Салымский, Сургутский, Вартовский). Ко второй группе (величина соотношения 7–10) относятся Красноленинский, Губкинский, Венгалурский районы, а к третьей (соотношение от 2 до 5) – окраинные районы (Шаимский, Надымский, Тазовский). Наивысшие концентрации биогенного кремнезема и ОВ соответствуют более глубоководным зонам. Отсюда следует, что накопление ОВ связано в первую очередь с развитием (и захоронением) в более глубоководных зонах бассейна кремнескелетных организмов. Это подтверждается специфическим составом ОВ, битумоидов и нефтей в отложениях баженовской свиты [3,19]. Нефтяные залежи здесь имеют заведомо биогенное происхождение: исходное ОВ, его источник (планктон), продукты преобразования (нефть) находятся практически на месте.

Приведенные данные характеризуют основные особенности химико-минералогического и микроэлементного состава битуминозных по-

род и их место в генетическом ряду формирования черных сланцев. В прикладном отношении они дают обоснование для порайонной оценки перспектив нефтеносности отложений по литолого-геохимическим показателям.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины / И.И.Нестеров, Ю.В.Брадучан, Г.С.Ясович и др. Тюмень, 1976. 86 с. (Тр./ ЗапСибНИГНИ, вып.93).

2. Вещественный состав и природа емкости глинисто-сапропелево-кремнистых нефтеносных отложений баженовской свиты Западной Сибири / Б.А.Лебедев, Т.В.Дорофеева, С.Г.Краснов и др. - Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с.90-101.

3. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э.Конторович, И.И.Нестеров, Ф.К.Салманов и др. М.: Недра, 1975. 680 с.

4. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности / А.Э.Конторович, Е.Л.Берман, Л.И.Богородская и др. М.: Недра, 1971. 251 с.

5. Гурари Ф.Г., Гурари И.Ф. Формирование залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. - Геол. нефти и газа, 1974, № 5, с.36-40.

6. Гурари Ф.Г., Матвиенко Н.И. Палеогеография баженовской свиты по распределению в ней урана. - Тр./ СНИИТТИМС (Новосибирск), 1980, вып.275, с.81-91.

7. Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М.: Гостоптехиздат, 1962. 296 с.

8. Добрынин В.М. Проблемы коллектора нефти в битуминозных глинистых породах баженовской свиты. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1982, № 3, с.120-127.

9. Киприянова Ф.В., Комиссаренко В.К., Тылкина К.Ф. Батиметрия средневолжского морского бассейна Западной Сибири. - В кн.: Проблемы нефти и газа Тюмени. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, вып.43, 1979, с.8-11.

10. Нестеров И.И. Нефтегазоносность битуминозных глин баже-

новской свиты Западной Сибири. - Сов. геол., 1980, № II, с.3-10.

11. Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири/ Ред. Н.А.Крылов. М.: 1980. 206 с.

12. Палеобиофауна нефтегазоносных волжских и неокомских отложений / С.П.Булыгина, А.В.Гольберт, И.Г.Климова и др. М.: Недра, 1978. 87 с.

13. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене/ А.В.Гольберт, Л.Г.Маркова, И.Д.Полякова и др. М.: Наука, 1968. 152 с.

14. Плуман И.И. Распределение урана, тория и калия в отложениях Западно-Сибирской плиты. - Геохимия, 1975, № 5, с.756-767.

15. Плуман И.И., Запывалов Н.П. Условия образования битуминозных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской нефтегазональной провинции. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9, с. III-III7.

16. Распределение урана, тория и калия в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты / В.М.Гавшик, В.А.Бобров, Р.Г.Демина, Л.М.Дорогиницкая. - В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с.128-160.

17. Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н. Баженовская свита - уникальный природный резервуар нефти. - Геол. нефти и газа, 1981, № 4, с.29-33.

18. Уран, калий, торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири / В.В.Хабаров, О.М.Нелепченко, Е.И.Волков, О.В.Барташевич. - Сов. геол., 1980, № 10, с.94-105.

19. Условия формирования автохтонных нефтяных залежей баженовской свиты Западной Сибири / С.Г.Краснов, А.Р.Беликова, М.А.Галишев и др. - Геол. и геофиз., 1981, № 10, с.3-10.

20. Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири. - Сов. геол., 1981, № 2, с.11-22.

О ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ОТЛОЖЕНИЯХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Битуминозные породы баженовской свиты характеризуются повышенным содержанием группы элементов, ассоциирующих с органическим веществом — Mo, U, As, Sb, Ni, Cu, V, Zn, Se и др. Статистические оценки химического элементного состава битуминозных аргиллитов баженовской свиты опубликованы в 1980 г. [1]. Ранее И.И.Волковым и Л.С.Фоминой установлено, что в осадках Черного моря, где органическому веществу сопутствует тот же набор микроэлементов, медь, никель, молибден, кобальт в значительной мере концентрируются в сульфидной форме [2]. Для отложений баженовской свиты вопрос о роли сульфидов в распределении халькофильных элементов до сих пор не выяснен.

Нами была подобрана коллекция образцов баженовской свиты по II площадям Западной Сибири из пачек с повышенным содержанием органического вещества ($C_{\text{орг.}} > 10\%$). Выделение пирита осуществлялось в бромой форме и жидкости Клеричи с последующей магнитной сепарацией и отбором под бинокуляр. Фракции пирита получились не чистые (сульфиды очень тонкозернисты, трудно отделимы от дисперсного глинисто-органического вещества). Степень чистоты выделенных фракций пирита составила в среднем 80 %. Содержание халькофильных элементов в пирите и исходных пробах определялось атомно-абсорбционным методом, апробированном на стандартных образцах горных пород [3].

Результаты исследований показали, что тяжелые фракции пород баженовской свиты, представленные преимущественно пиритом, содержат повышенные количества халькофильных элементов (табл. I-6, рисунок). По коэффициентам концентрации данных элементов в сульфидных фракциях образуется ряд: Pb(12,5) — Cu(3,8) — Zn(2,4) — Ni(1,5) — Co(1,3) — Mo(1,2) (табл. I-6). Примерно такой же ряд получается по убыванию произведений растворимости простых сульфидов: CuS — PbS — ZnS — NiS — CoS [4]. Особое положение свинца в ряде, построенном для баженовской свиты, объясняется тем, что, в отличие от остальных халькофильных элементов, он не накапливается в ассоциации с органическим веществом; именно поэтому его распределение контролируется преимущественно пиритом.

Таблица I

Распределение свинца
в системе порода-фракция
для отложений баженовской свиты, г/т.

Площадь, скв	Порода в целом	Фракция плотностью		Кэффи- циент концент- рации
		> 2,9 г/см ³	> 4,5 г/см ³	
Салымская, II8	I7	34		
		81		3,38
Айваседопуров- ская, 60	I6	85	48	
		I67	53	5,52
Югорская, 243	I2	I82	II8	I2,5
Урьевская, I6	I4	222	I49	
			273	
			83	I2,9
"-	I0	47		4,70
Пограничная, 6I	II	II07	282	63, I
Салымская, 32	88	472	298	
		7I3	399	
			302	4,96
Талинская, I	22	33I	I49	
			I68	
			80	8,27
Салымская, IO5	20	2I3		IO,65
Восточно-Сур- гутская, 38	I4	235		I6,80
Фёдоровская I4I	I4	58		4, I4
Сосново-Мыс- ская, 7I	24	36		I, 50
Тагринская, 55	I8	335		I8,6I
Ермаковская, 370	I8	I74		9,66
Среднее	2I	266		I2,5

Таблица 2

Распределение меди
в системе порода-фракция
для отложений баженовской свиты, г/т

Площадь, скв	Порода в целом	Фракция плотностью		Кэффи- циент концент- рации
		> 2,9 г/см ³	> 4,5 г/см ³	
Салымская, II8	I75	II9		
		24I		I,03
Айваседопуров- ская, 60	90	294	I54	
		342	I37	2,58
Югорская, 243	I24	282	223	2,44
Урьевская, I6	III	II54	277	
			497	
			509	5,49
"-	23I	II03		
		2443		7,67
Пограничная, 6I	2I3	2406	I037	8,08
Салымская, 32	222	926	I2660	
		2254	I85I	
			3I59	9,22
Талинская, I	307	392	I468	
			303	
			285	I,99
Салымская, IO5	I89	495		2,62
Восточно-Сур- гутская, 38	I75	255		I,46
Фёдоровская, I4I	240	677		2,82
Сосново-Мыс- ская, 7I	83	208		2,5I
Тагринская, 55	I78	645		3,62
Ермаковская, 370	I99	266		I,34
Среднее	I8I	689		3,8

Таблица 3

Распределение цинка
в системе порода-фракция
для отложений баженовской свиты, г/т

Площадь, скв	Порода в целом	Фракция плотностью		Кoeffи- циент концент- рации
		> 2,9 г/см ³	> 4,5 г/см ³	
Салымская, I18	730	I220		
		435		2,27
Айваседонгуров- ская, 60	460	I39	I68	
		220	288	0,44
Югорская, 243	620	252I	I684	3,39
Урьевская, I6	280	-	332	
			584	
			2I9	I,35
"-"	I020	595		
		I3676		6,99
Пограничная, 6I	860	-	4390	5,IO
Салымская, 32	I240	250	245I8	
		IOI2	39I9	-
			35I2	5,24
Талинская, I	350	200	2059	
			262	
			I32	I,89
Салымская, IO5	I249	790		0,63
Восточно-Сур- гутская, 38	9I8	3565		3,88
Федоровская, I4I	385	I2I6		3, I6
Сосново-Мыс- ская, 7I	I68	2I0		I,25
Тагринская, 55	2065	282I		I,37
Ермаковская, 370	I377	5294		3,84
Среднее	844		2027	2,4

Таблица 4

Распределение содержания никеля
в системе порода-фракция
для отложений баженовской свиты, г/т

Площадь, скв	Порода в целом	Фракция плотностью		Кoeffи- циент концент- рации
		> 2,9 г/см ³	> 4,5 г/см ³	
Салымская, I18	376	42		-
		IOI		0, I9
Айваседонгуров- ская, 60	I80	I74	IO5	
		I67	99	0,76
Югорская, 243	247	200	256	0,92
Урьевская, I6	64	252	7I	
			7I	2,05
"-"	3060	2I726		
		22094		7, I6
Пограничная, 6I	388	485	730	I,50
Салымская, 32	949	I40	I935	
		207	2I72	
			247I	I,46
Талинская, I	236	I6I	I86	
			997	
			96	I,52
Салымская, IO5	33I	3I3		0,94
Восточно-Сур- гутская, 38	484	842		I,74
Федоровская, I4I	I69	I87		I, II
Сосново-Мыс- ская, 7I	I6I	306		I,90
Тагринская, 55	322	2649		8,23
Ермаковская, 370	5I6	584		I, I3
Среднее	534		80I	I,5

Таблица 5

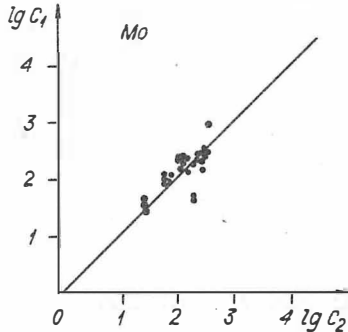
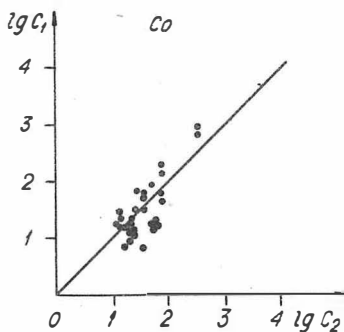
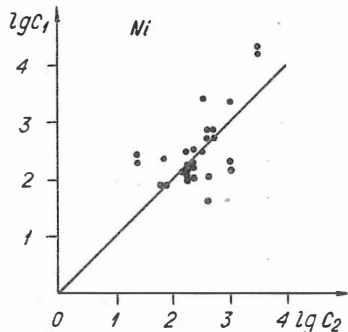
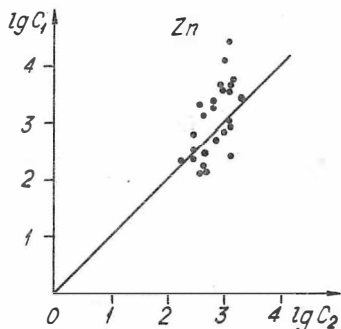
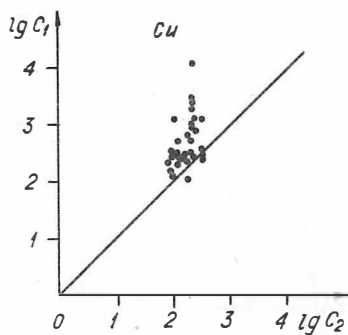
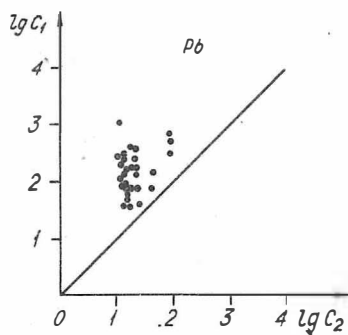
Распределение кобальта
в системе порода-фракция
для отложений баженовской свиты, г/т

Площадь, скв	Порода в целом	Фракция плотностью		Кэффи- циент концент- рации
		> 2,9 г/см ³	> 4,5 г/см ³	
Салымская, II8	29	15	-	0,5
Айваседопуров- ская, 60	16	19	II	
		18	I2	I,0
			I2	I,0
Югорская, 243	13	13	I2	
Урьевская, I6	14	28	I5	
			24	
			I5	I,46
"-	325	633		
		882		2,33
		48	56	I, I7
Пограничная, 6I	35	44	I42	
		66	I57	
			I89	I,64
Салымская, 32	73		I8	
			I3	
			I5	0,28
Талинская, I	55	16		0,36
Салымская, IO5	22	8		
Восточно-Сур- гутская, 38	48	84		I,75
Федоровская, I4I	II	18		I,64
"-	15	6		0,40
Сосново-Мнсская, 7I	24	3I		I,29
Тагринская, 55	25	68		2,72
Ермаковская, 370	36	32		0,89
Среднее	49	64		I,3

Таблица 6

Распределение молибдена
в системе порода-фракция
для отложений баженовской свиты, г/т

Площадь, скв	Порода в целом	Фракция плотностью		Кэффи- циент концент- рации
		> 2,9 г/см ³	> 4,5 г/см ³	
Салымская, II8	227	48		
Айваседопуров- ская, 64	64	46		0,2I
		II7	90	
		IOO	87	I,54
Югорская, 243	120	19I	206	I,66
Урьевская, I6	27		36	
			29	
			36	I,25
"-	283	275		0,97
Пограничная, 6I	259	228	204	
Салымская, 32	134	69	I86	0,83
			I89	
			I98	I, I9
Талинская, I	30I	I46	280	
			305	
			326	0,88
Салымская, IO5	224	207	207	0,92
Восточно-Сур- гутская, 38	239	242		I,0I
Федоровская, I4I	79	I47		I,86
Сосново-Мнсская, 7I	158	I34		
		223		I, I3
		I36		0,96
Тагринская, 55	I4I	I36		
Ермаковская, 370	340	966		2,84
Среднее	185	222		I,2



Сопоставление содержаний халькофильных элементов в породе (C_2) и пиритной составляющей данного образца (C_I)

Параллельно с определением халькофильных элементов в исходных образцах определялась пиритная сера. Учитывая, что битуминозные породы баженовской свиты содержат в среднем 2,5 % пиритной серы, что отвечает 5 %-ной концентрации FeS_2 , можно оценить баланс распределения халькофильных элементов в данных отложениях. Оказывается, что 17-100 % Pb, 5-46 % Cu, 2-26 % Zn, 1-30 % Ni, 2-13 % Co, 1-14 % Mo в битуминозных породах баженовской свиты связаны с пиритом.

Литература

1. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г. и др. Геохимия микроэлементов в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Геохимия платф. и геосинкл. осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. (Тез. докл.). М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с.19-21.

2. Волков И.И., Фомина Л.С. Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря. — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 2, с.18-25.

3. Гавшин В.М., Смертина Л.Н. Атомно-абсорбционное определение меди, цинка, кобальта, никеля и марганца в стандартных образцах горных пород в связи с задачами топтогеохимии. — В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.94-97.

4. Краткий справочник по химии. Киев: Наукова думка, 1974, с.346-351.

СТЕПЕНЬ ИЗВЛЕЧЕНИЯ УРАНА ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ БАЖЕНОВСКОЙ И КУОНАМСКОЙ СВИТ РАСТВОРАМИ СЕРНОЙ КИСЛОТЫ И СОДЫ

Поскольку чёрные сланцы нередко обогащены ураном на порядок и более сверх кларка для осадочных пород, они в ряде случаев рассматриваются в качестве возможного источника рудного вещества гидротермальных урановых месторождений. В связи с этим особенно интересно оценить степень подвижности урана, рассеянного в черносланцевых толщах. Такие исследования были предприняты в частности, G.Armands на материале кембрийских квасцовых сланцев Швеции [1].

Верхнеюрская баженовская свита Западно-Сибирской плиты и ниже-среднекембрийская куонамская свита Сибирской платформы — морские планктоногенные отложения, по условиям образования во многом аналогичные кембрийским квасцовым сланцам Швеции и другим черносланцевым формациям фанерозойского возраста. Чтобы обеспечить сопоставимость результатов, при исследовании подвижности урана в битуминозных аргиллитах баженовской и куонамской свит в точности соблюдались условия эксперимента, выполненного с квасцовыми сланцами.

При кислотном выщелачивании 5 г измельчённой пробы взвешивалось и переносилось в коническую колбу с притёртой пробкой. Добавлялось 25 мл серной кислоты концентрации 142 г/л. В верхнюю часть колбы вставлялся холодильник. Колба с холодильником помещалась на песчаную баню, и ее содержимое нагревалось в течение 90 минут. После чего жидкая часть отделялась от породы фильтрованием (фильтр синяя лента) на бюхнеровской воронке. Осадок на фильтре промывался 3-4 раза горячей дистиллированной водой, порциями по 25 мл и столько же раз холодной комнатной температуры. Фильтр с осадком переносился в сушильный шкаф, где находился в течение 12 часов при 105°C. На другой день осадок растирался в агатовой ступке, и необходимое количество его бралось на определение содержания урана люминесцентным методом.

Содовое выщелачивание осуществлялось по аналогичной схеме при содержании в растворе соды 62,5 г/л и с добавлением перекиси водорода. Всякий раз в контакте с изучаемым образцом находилось 20 мл соды и 10 мл 27 % перекиси водорода.

Результаты выщелачивания урана из битуминозных пород
растворами серной кислоты и соды
с добавлением перекиси водорода

Проба	Исходное содержание урана, г/т	Осталось урана после выщела- чивания, г/т		Перешло урана в раствор, %	
		H ₂ SO ₄	Na ₂ CO ₃	H ₂ SO ₄	Na ₂ CO ₃
Баженовская свита					
4II-I8	18,2	7,5	18	58,7	0,01
425-2	22	10	18	54,5	18
4II-I6	30	14,9	20	50,3	33
50-76	47	25	39,9	47	15
Среднее				52,5	16,5
Куонамская свита					
OK-60-6/6	18	1,2	4,8	93	13,2
МКК-59-10/I	40,5	9	29	78	11,5
БКК-59-6/2	30	16,8	20	44	10
Среднее				72	11,5
Квасцовые сланцы Швеции					
314	56	33	40	41	28,5
334	62	32	64	48	0
345	26	17	26	34,6	0
346	28	19	27	32	3,5
347	27	20	31	26	0
348	30	20	31	33	0
349	40	21	34	47,5	15
350	37	25	36	32,4	3
Среднее				37	6

Примечание. Из данных по квасцовым сланцам Швеции [1] выбраны пробы, наиболее близкие по содержаниям урана к пробам из баженовской и куонамской свит.

Как видно из таблицы, выщелачивание урана из пород куонамской свиты в кислой среде идёт полнее, чем из пород баженовской свиты, а тем более из квасцовых сланцев Швеции. Выщелачивание

раствором соды протекает несколько иначе. Максимум урана извлекается из образцов баженовской свиты и минимум из шведских сланцев. Промежуточное положение занимают породы куонамской свиты.

Если усреднить все результаты по выщелачиванию урана из анализируемых пород, то возникает следующая ситуация:

1. При кислотном выщелачивании из квасцовых сланцев извлекается 37 % урана, из образцов баженовской свиты 52,5 %, из пород куонамской свиты - 72 %.

2. Выщелачивание раствором соды даёт для этих пород соответственно такие данные: 6 %, 16,5 % и 11,5 %.

Выщелачивание содой показывает, сколько урана присутствует в этих породах в очень подвижной форме. Кислотное выщелачивание значительно выше, что связывается, видимо, с более глубокими изменениями пород в ходе этого процесса. Доля урана, связанного веществом анализируемых пород, составляет при кислотном выщелачивании для квасцовых сланцев Швеции 63 %, для баженовской свиты 47,5 % и куонамской 28 %. Выщелачивание содой оставляет в этих породах больше урана, чем кислотное, что составляет в образцах сланцев Швеции 94 %, баженовской свиты 83,5 % и куонамской свиты 88,5 %. Разница между щелочным и кислотным выщелачиванием для шведских сланцев составляет 31 %, для пород баженовской свиты 36 % и куонамской свиты 60,5 %. Таким образом, куонамская свита при кислотном выщелачивании отдаёт значительно больше урана, чем при щелочном, меньше эта тенденция сказывается в образцах баженовской свиты и минимальна для шведских сланцев.

Литература

I. Armands G. Geochemical studies of uranium, molybdenum and vanadium in a Swedish alum shale.- In: Stockholm Contrib. in geology. Stockholm, 1972-1973, v.XXVII, p.1-148.

ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МОРСКИХ ПЛАНКТОНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО—СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Глинисто—кремнисто—карбонатные отложения нижнего—среднего кембрия, выделенные в куонамскую и иниканскую свиты (часто объединяемые под названием куонамского горизонта) являются типичным представителем доманикитных формаций, т.е. морских, сильно битуминозных отложений, накопившихся в центральных частях краевых обширных морей, в условиях сильной некомпенсации ("голодные" бассейны). Рассматриваемые осадки образовались в условиях сухого и жаркого климата, поэтому им сопутствует обычный для этого типа литогенеза ряд смежных формаций (с востока на запад): комплекс рифовых образований, эвапоритовые осадки лагун [26].

В настоящее время возможно изучение осадков лишь западной половины куонамского палеобассейна, занимающих площадь 650–750 тыс.км². Отложения восточной части погребены под более молодыми, складчатыми образованиями Верхоянской системы. Однако опубликованы данные, что темно—серые известняки с прослоями глинистых сланцев и трилобитами низов ленского надъяруса обнажаются в бассейне среднего течения р.Колымы [30]. Поэтому вполне вероятно, что первоначальная площадь распространения сильно битуминозных доманикитных образований нижнего—среднего кембрия достигала 1500–2000 тыс.км², приближаясь по размерам к верхнеюрскому и верхнедевонскому доманикитным бассейнам соответственно Русской платформы — Западной Сибири и Северо—Американской платформы.

При такой громадной площади распространения для пород куонамского горизонта характерна очень малая мощность. На большей части площади палеобассейна, расположенной в пределах платформы, мощность битуминозных образований колеблется от 25 до 90 м. Только на юго—востоке, в зонах перехода к складчатым системам Сетте—Дабана (бассейн рек Май и Юдомы) мощность отложений резко увеличивается до 600–650 м.

Характерно, что здесь в них появляются песчано—алевритовые прослой [27]. На западе, при переходе к прибрежному рифовому

комплексу, породы куонамского горизонта как бы расщепляются, и отдельные их языки, известные как синская и кычикская свиты, перемежаются с органогенными и хемогенными светлыми, небитуминозными известняками и доломитами куторгиновой, кетеменской, еланской свит. При этом мощность синхронных отложений резко возрастает от 30–50 м в депрессионной фации до более чем 1000 м в прибрежной. Очевидно такими же языками доманикитных фаций нижнего – среднего кембрия являются черные и коричнево-серые битуминозные известняки, доломиты и мергели пастахской свиты Северо-Западного Прианабарья и сактэнской свиты Хараулаха [30]. Мощность первой из них – 39 м, второй – 71 м. Возраст – самые верхи нижнего кембрия.

Все свиты куонамского горизонта представлены одним и тем же набором пород. Это прежде всего известняки, в различной степени глинистые, кремнистые и кремнистые и известковистые аргиллиты. В подчиненном количестве присутствуют силициты, доломитизированные известняки. Весьма характерны линзы кремней, желваки и линзы пирита и марказита, известковые и известково-фосфатные конкреции размером до 0,5 м. В куонамской свите встречены желваки фосфорита толщиной 1–2 и длиной до 10–20 см [3]. Весьма существенным (особенно по объему) и непременным компонентом является органическое вещество. Содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,5–0,6 % в известняках и доломитах до 26–27 % в аргиллитах и горючих сланцах [19]. Последние образуют сравнительно редкие прослои, преимущественно в нижней части куонамской свиты.

При однообразии набора пород куонамский горизонт отличается очень большой неоднородностью в их распределении как по разрезу, так и по площади. Намечается повышенная карбонатность и глинистость пород в западных разрезах, повышенная кремнистость – в восточных. Правда, в статье В.М.Евтушенко [15] указывается, что кремнистость снижается с запада на восток. Однако в другой работе [19], где тот же исследователь является соавтором, на палеогеографической схеме времени накопления куонамского горизонта показана повышенная кремнистость в восточной части бассейна близ гипотетической суши. Правда, в тексте указаний о закономерности изменения содержания кремнезема в породах на площади мы не нашли. Видимо, учитывались предполагаемые авторами указанной работы сравнительно близкое расположение восточной суши, жаркий и

достаточно влажный климат в ее пределах и связанное с этим поступление в бассейн вместе с континентальными стоками больших количеств кремнезема. Близкое расположение к современной долине р. Лены восточной суши куонамского времени показано и в недавней работе М.А. Жаркова и С.Ф. Бахтурова [17].

Нам палеогеография этого времени представляется несколько иной (рис. I). Мы уже указывали, что допускаем распространение доманикитных пород до района среднего течения р. Колымы. Поэтому восточный берег бассейна лежал, по нашему мнению, на 1200 км восточнее, чем на схемах, предложенных ранее.

Поступление терригенной мелкой примеси в морские осадки осуществлялось в основном не с речным стоком. Он был сильно подавлен, так как господствовал сухой и жаркий аридный климат. Именно этот тип климата способствовал приносу ветрами в морские пределы громадных масс золотой пыли, подобно тому, как это наблюдается в настоящее время в Атлантическом океане между Африканским и Американскими континентами [16]. Исключением является бассейн рек Май и Юдомы. Наличие здесь прослоев алевроитов и песчаников в доманикитах кембрия указывает на близость достаточно высокой суши, с которой поступал терригенный материал. Золотым путем могла поступать в куонамский палеобассейн и значительная часть кремнезема — в виде вулканического пепла. Значительная роль пеплов в осадках этого времени подтверждена обнаружением маломощных прослоев бентонита в бассейне нижнего течения р. Оленек [1]. Позже, аналогичные пласты были выявлены Н.И. Матвиенко восточнее, в районе устьев рек Амыдай и Чемордоах.

Наличием значительных пеплопадов можно объяснить и высокую биологическую активность куонамского палеобассейна. Многие авторы именно с пеплом связывают поступление в бассейны прошлого питательных солей — биогенов [21]. Необходимо отметить, что частицы пепла обнаружены во всех доманикитных толщах, а в некоторых из них, например в сланцах Чаттануга, присутствует и мощный слой бентонита.

Дискуссионным представляется нам и утверждение об отсутствии сероводородного заражения в морских водах куонамского палеобассейна [19]. Аргументами в пользу этого утверждения выдвинуты: низкие содержания в осадках пиритного железа и серы, широкое распространение в породах остатков трилобитов, брахиопод и дру-

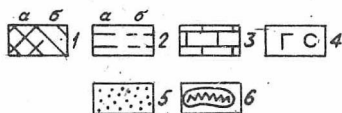
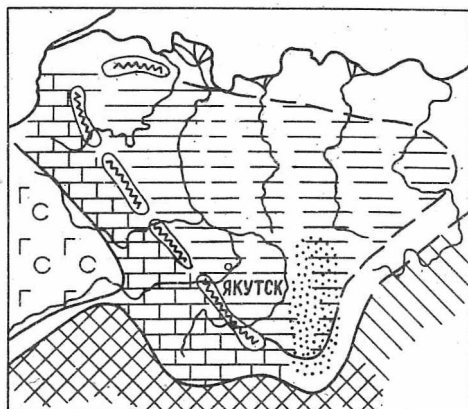


Рис.1. Схема палеогеографии времени накопления куонамского горизонта. Составил Ф.Г.Гурари, 1983. 1 - суша: а - оконтуренная уверенно, б - предполагаемая; 2 - область накопления доманикитных осадков: а - оконтуренная уверенно, б - предполагаемая; 3 - зарифовые известняки, доломиты; 4 - осадки солеродных лагун; 5 - зона повышенной мощности и опесчанивания доманикитных осадков; 6 - барьерный риф

гих организмов. Оценивая эти факты, следует прежде всего учесть, что изученные разрезы на реках Лене, Мэе, Оленеке, Кыленке и других расположены в сравнительной близости к береговой линии бассейна, где могло сказываться опресняющее влияние даже очень слабого континентального стока. Затем надо учитывать, что выводы авторов работы [19] базируются на весьма небольшом количестве образцов, к тому же взятых из естественных обнажений, т.е. из зоны гипергенеза. В разрезе Нижнеамгинской опорной скважины в доманикитной свите О.И.Некрасовой отмечена массовая вкрапленность пирита и даже тонкие (до 1 мм) его прослои.

Что же касается обилия в породах куонамского горизонта остатков бентосных организмов, то и это утверждение не вполне точно. Видовое разнообразие трилобитовой фауны наблюдается лишь в краевых фациях горизонта: синской, пастахской, сэктэнской свитах. Для более удаленных от берега и сильно конденсированных разрезов характерны: моновидовый состав фауны, массовость остатков мелких агностид и беззамковых брахиопод, приуроченность к сравнительно редким в разрезе глинистым, маломощным, наиболее обогащенным ОВ прослоям. Исключительно широкая, почти глобаль-

ная распространенность агностид свидетельствует о том, что либо они были планктонными формами (но этому противоречит их "слепота"), либо планктонными и весьма мобильными были их личинки.

Моновидовой состав популяций, мелкие размеры и массовые скопления остатков, как показали Ф.Г.Гурари и Э.Я.Вайц, вообще характерны для доманикитных толщ. Эти данные свидетельствуют о явно экстремальных условиях в придонной части бассейна. Сероводородное заражение существовало и наложило свой отпечаток как на биоту, так и на геохимию осадков. Но поле заражения, как уже указывалось [12,13], не было постоянным. Оно перемещалось и по вертикали в водной толще, и по площади бассейна. Поэтому возникали отрезки времени, когда отдельные участки дна освобождались от сероводородного заражения и моментально заселялись видами наиболее мобильными и толерантными к недостатку кислорода. При новом наплывании сероводородного облака они погибали почти мгновенно.

Периоды заселения дна были сравнительно короткими (тысячи лет), а интервалы, их разделяющие, длились миллионы лет. Эта очень важная особенность доманикитных бассейнов ускользает от многих исследователей, упускающих, что скорость накопления доманикитных осадков (для куонамского горизонта в восточных разрезах она составляет 2-3 м в млн.лет) на порядок меньше скорости накопления подстилающих и перекрывающих свит.

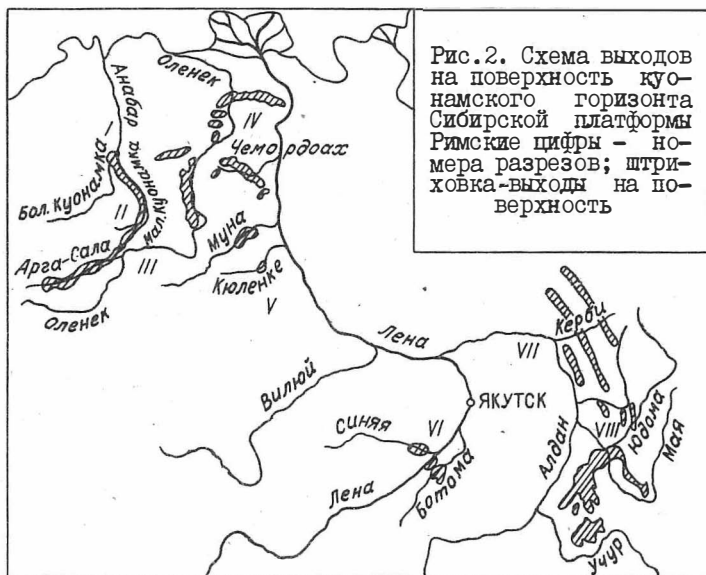
По характеру строения, палеогеографическим особенностям, геохимии и петрофизике породы куонамского горизонта очень близки к доманикитам баженовской свиты, сланцев Чаттануга, кварцевых сланцев Швеции и многим другим. От указанных доманикитных толщ они отличаются значительно более высокой карбонатностью, меньшей примесью глинистого и алевроитового материала, переходом по laterali в рифовый и затем лагунный комплекс осадков. Баженовская свита и сланцы Чаттануга окаймлены песчано-глинистыми образованиями, отличаются более высокой глинистостью и кремнистостью. Различия вызваны разными климатическими условиями обстановок седиментации.

Необходимо отметить, что сходства между куонамским горизонтом и другими доманикитами значительно больше, чем различий. Поэтому можно говорить об очень большой консервативности палеобассейнов, в которых накапливались доманикиты, во всяком случае в

фанерозое. Возможно, сказывается преимущественно биогенный автохтонный характер седиментогенеза, когда главную массу осадков составлял планктон, преимущественно фитопланктон. Эти организмы в течение фанерозоя эволюционировали сравнительно мало.

В вещественном составе отложений куонамского горизонта принимают участие все ингредиенты, установленные для баженовской свиты Западно-Сибирской плиты: планктоногенное коллоальгинитовое органическое вещество, терригенный глинистый материал, биогенно-хемогенные карбонатные и кремнистые составляющие. Однако, если в баженовской свите вариации содержаний различных компонентов сравнительно незначительны и в целом она может рассматриваться как монолитная толща аргиллитов с переменным количеством карбонатной и кремнистой примеси, то куонамская и иниканская свиты резко дифференцированы по литологическому составу: во всех разрезах этих отложений в различных соотношениях перемежаются слои битуминозных аргиллитов, известняков, доломитов и силицитов; в каждой из этих литологических разностей, наряду с преобладающим ингредиентом, в том или ином количестве содержатся все остальные компоненты. Поскольку в конечном счете предполагается сопоставить соотношения микроэлементов с органическим углеродом в отложениях куонамского горизонта и баженовской свиты, для этой цели, очевидно, следует выделить из куонамских отложений битуминозные аргиллиты с переменным количеством карбонатного и кремнистого вещества — породы, наиболее близкие по вещественному составу к баженовской свите в целом.

Имеющиеся в настоящее время данные о содержаниях в куонамских битуминозных аргиллитах пороодообразующих компонентов основаны на спектральных анализах, выполненных в СНИИПТИМСе по опубликованной ранее методике [11]. Проанализированы породы из разреза по р. Куленке — левому притоку Лены (рис. 2). Средние значения, вычисленные нами по 7 пробам, существенно отличаются от ранее опубликованных величин [3] в основном по содержаниям кремнезема, глинозема и органического углерода (табл. I). Из сопоставления с данными, опубликованными В. В. Хабаровым, О. М. Нелепченко и др. для баженовской свиты из района Салымского месторождения [29], можно лишь заключить, что баженовские и куонамские битуминозные аргиллиты вряд ли различаются по карбонатности и по содержаниям железа, титана, калия и натрия.



Как показало петрографическое исследование органического вещества куонамского горизонта, выполненное в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности Сибирской платформы, "в его составе "... резко преобладает коллоальгинит и сорбоколлоальгинит - бесструктурная масса коричневатого-желтого цвета" [19, с.133], что, наряду со спецификой химического состава керогена, определенно указывает на сапропелевую природу исходного органического материала, несколько в меньшей степени метаморфизованного, чем это установлено для отложений баженовской свиты в центре палеобассейна.

Известно, что планктоногенному коллоальгинитовому органическому веществу сопутствует ряд микроэлементов, накапливающихся в количествах, повышенных относительно их среднего содержания в глинистых породах. Так, для баженовской свиты Западно-Сибирской плиты ряд микроэлементов, построенный по убыванию коэффициентов концентрации, выглядит следующим образом: $Mo-U-As-Sb-Zn-V-Ni-Au-Ag-Cu-Ba-(Se, Br)$ [6]. Для глинистых отложений куонамского горизонта имеющиеся данные о микроэлементном составе далеко не полны

Сопоставление оценок химического состава битуминозных аргиллитов
куонамской и баженовской свит

Кол-во проб	Объект исследования	C _{орг.}	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
7	Битуминозные аргиллиты куонамской свиты, наши данные	9,57	54,14	6,80	4,28	3,78	2,44	0,41	0,70	1,92
—	То же [3]	13,28	38,80	12,97		7,27	1,38		0,51	1,33
60	Битуминозные аргиллиты баженовской свиты [29]	8,05	54,50	10,11	4,28	5,06	1,53	0,54	1,16	1,81

Примечание. Оценки для баженовской свиты рассчитаны из данных В.В.Хабарова и др. [29] как средние взвешенные по количеству проб.

и в значительной мере противоречивы. Установлено, что с возрастанием карбонатности пород уменьшаются содержания кремнезема, глинозема, железа, титана, щелочей, органического углерода, молибдена, ванадия, никеля, кобальта, хрома и увеличиваются концентрации марганца, стронция и, возможно, бария; с повышением кремнистости, кроме того, убывают содержания кальция и магния, но возрастает количество хрома. Обнаружены корреляционные связи органического углерода с глинистым материалом, а никеля и ванадия — как с глинистым веществом, так и с органическим углеродом [19]. Как следует из табл.2, особенно противоречивы оценки степени концентрации в планктоногенных отложениях молибдена, никеля, хрома; до сих пор не было данных о содержаниях урана, меди и цинка.

Для того, чтобы составить более полное представление о микроэлементном составе отложений куонамского горизонта, были отобраны пробы из семи наиболее представительных разрезов в бассейнах рек Анабар, Оленек, Лена и Алдан (см. рис.2). Строение разрезов и схемы опробования показаны на рис.3 и 4. В 154 отобранных пробах определены содержания урана (по радио), тория и кальция гамма-спектрометрически, меди, цинка, кобальта, никеля, марганца, хрома, ванадия, молибдена — атомно-абсорбционным методом. О метрологических параметрах аналитических методов можно судить по опубликованным ранее результатам анализа стандартных образцов горных пород [8]. В 141 пробе из 6 разрезов атомно-абсорбционным

Оценки содержаний в битуминозных аргиллитах
куонамского горизонта микроэлементов, г/т
и органического углерода, %

Объект исследования	Кол-во проб	Mo	V	Ni	Co	Cr	Mn	C _{орг.}
Куонамская свита [19]	23		470	230	34	160	320	9,66
Иниканская свита [19]	4		1500	400	40	800	300	12,12
Куонамская свита, р.Кюленке [3]		15	980	36	17	85	250	13,28
Куонамская свита, р.Кюленке, наши данные	8	174	1269	191	15	95	137	9,57

методом определены также содержания свинца, а в 55 пробах из четырех разрезов объемным методом, поставленным в СНИИТГМС, — органического углерода. Статистические оценки распределения микроэлементов в глинистых отложениях куонамского горизонта выведены по семи выборкам, скомплектованным из проб, отобранных по каждому из семи изученных разрезов. Реальность различий между статистическими оценками рассматривалась на основе вычислений доверительных интервалов по формуле: $\bar{x} \pm \Delta \bar{x} = \bar{x} \pm \frac{t(p, f) \cdot s}{n}$, где t — табличный критерий, s — стандартное отклонение, n — количество проб в выборке [14]. (Эта формула, строго говоря, правомерна для случаев нормального распределения аналитических данных как случайной величины, однако ранее было установлено, что отклонения от нормального распределения лишь незначительно сказываются на значении доверительного интервала) [5]. Результаты статистической обработки аналитических данных представлены в табл.3.

Как показано ранее для многих осадочных толщ и, в частности, для отложений крупных седиментационных бассейнов Западной и Средней Сибири [5], содержания в породах тория и калия возрастают по мере увеличения количества глинистого вещества; эти эле-

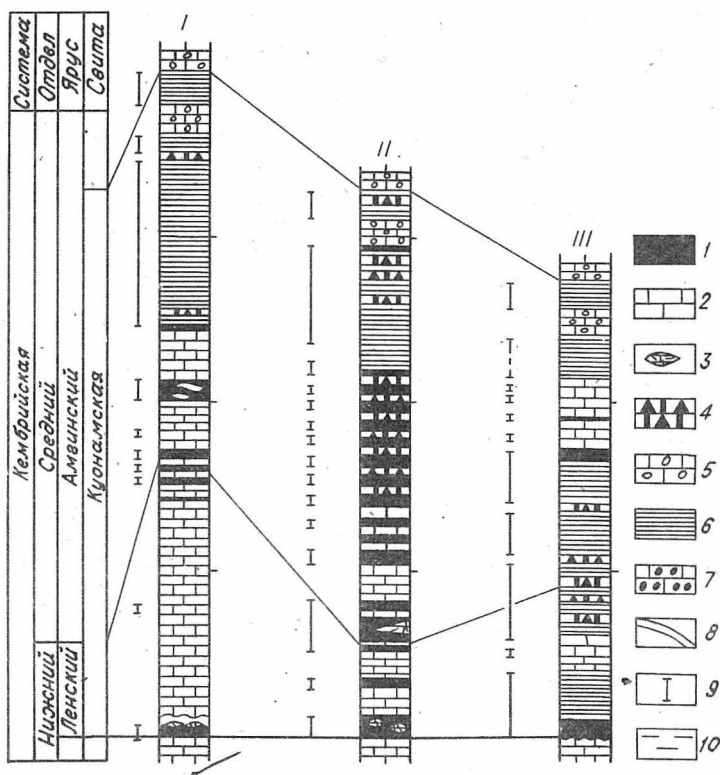


Рис.3. Схема сопоставления прианабарских разрезов куонамской свиты. Масштаб 1:300

I - разрез по р.Бол.Куонамка; II - разрез по р.Мал.Куонамка; III - разрез по р.Оленок. 1 - горючие сланцы ($C_{org} > 10\%$); 2 - известняки; 3 - конкреции; 4 - сиплициты; 5 - комковатые известняки; 6 - битуминозные аргиллиты, известковистые аргиллиты, глинистые известняки; 7 - известняк с желваками фосфоритов; 8 - следы деформации слоев; 9 - интервалы, из которых отобраны пробы; 10 - глины

менты, тяготеющие к алевропелитовым фракциям, где накапливаются тонкозернистые акцессорные минералы и гидрослюда, позволяют, та-

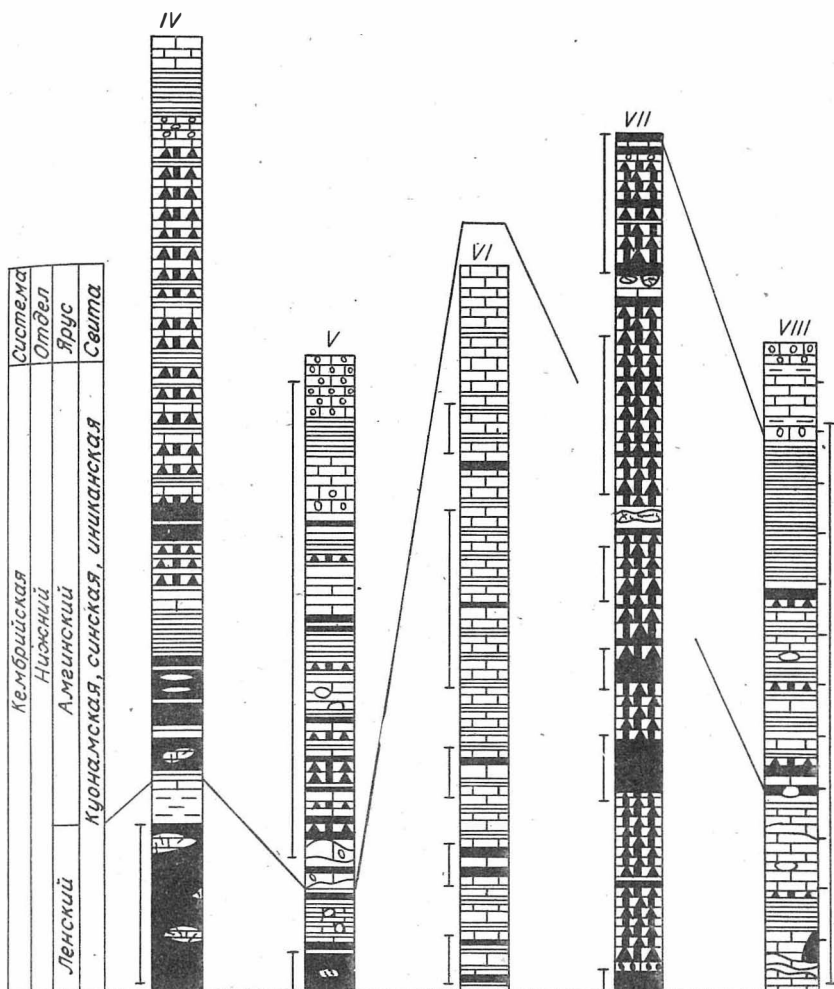


Рис.4. Схема сопоставления разрезов куонамской, синской и иниканской свит нижнего-среднего кембрия. Масштаб 1:300, для разреза УП - 1:1000

Куонамская свита: IV - бассейн р.Оленек, руч.Чемордоах; V - бассейн рек Лена и Куленке. Синская свита: VI - бассейн рек Лена и Синяя. Иниканская свита: VII - бассейн р.Алдан (р.Белая, р.Керби); VIII - бассейн рек Алдан и Юдома. Усл. обозн. см. на рис.3

Таблица 3

Статистические оценки распределения микроэлементов (г/т),
органического углерода и калия (%)
в битуминозных аргиллитах куонамского горизонта

Элементы	Р а з р е з ы						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
U(Ra)	20,9 $\pm$ 3,0	37,5 $\pm$ 5,0	36,3 $\pm$ 8,2	34,2 $\pm$ 7,1		14,2 $\pm$ 3,8	38,4 $\pm$ 19,6
Th	8,0 $\pm$ 2,0	4,7 $\pm$ 0,9	6,0 $\pm$ 1,8	6,7 $\pm$ 0,6	7,6 $\pm$ 3,2	1,7 $\pm$ 1,0	3,3 $\pm$ 1,1
Cu	58 $\pm$ 9	70 $\pm$ 8	69 $\pm$ 18	169 $\pm$ 34	132 $\pm$ 34	33 $\pm$ 9	61 $\pm$ 33
Zn	103 $\pm$ 65	64 $\pm$ 16	92 $\pm$ 40	500 $\pm$ 297	265 $\pm$ 141	56 $\pm$ 27	84 $\pm$ 33
Co	13 $\pm$ 2	12 $\pm$ 2	9 $\pm$ 2	14 $\pm$ 2	15 $\pm$ 3	6 $\pm$ 2	9 $\pm$ 2
Ni	97 $\pm$ 21	118 $\pm$ 18	81 $\pm$ 25	211 $\pm$ 61	191 $\pm$ 57	58 $\pm$ 24	102 $\pm$ 35
Mn	174 $\pm$ 17	146 $\pm$ 12	129 $\pm$ 18	128 $\pm$ 27	137 $\pm$ 83	339 $\pm$ 209	184 $\pm$ 42
Cr	56 $\pm$ 17	71 $\pm$ 26	63 $\pm$ 15	153 $\pm$ 45	95 $\pm$ 30	87 $\pm$ 34	87 $\pm$ 47
Pb	32 $\pm$ 8	26 $\pm$ 5	44 $\pm$ 27	—	37 $\pm$ 2	20 $\pm$ 9	18 $\pm$ 4
V	334 $\pm$ 121	597 $\pm$ 283	625 $\pm$ 422	2227 $\pm$ 1112	1269 $\pm$ 604	297 $\pm$ 158	436 $\pm$ 242
Mo	56 $\pm$ 17	85 $\pm$ 21	58 $\pm$ 21	109 $\pm$ 44	174 $\pm$ 62	38 $\pm$ 20	59 $\pm$ 41
C _{орг.}	—	—	—	13,98 $\pm$ 3,5	9,57 $\pm$ 2,52	3,53 $\pm$ 0,91	4,0 $\pm$ 1,22
K	2,06 $\pm$ 0,31	1,23 $\pm$ 0,29	1,42 $\pm$ 0,33	2,83 $\pm$ 0,35	1,6 $\pm$ 0,98	0,90 $\pm$ 0,91	1,13 $\pm$ 0,57
Кол-во проб	36	34	29	13	8	19	15

Примечание. Местоположения разрезов: I - Бол.Куонамка; II - Мал.Куонамка; III - Оленек;
IV - Чемордоах; V - Кыленке; VI - Белая, Керби; VII - Юдома (см. рис.2.3).

ким образом, судить о степени обогащения осадочных пород терригенным материалом. Их содержания, как правило, связаны положительными линейными зависимостями, как это наблюдается и для отложений куонамского горизонта. По-видимому, не случайно они достигают максимума в крайних северо-западных и северо-восточных разрезах – по р.Бол.Куонамка и руч.Чемордоах (рис.5), где можно предполагать приближение к области питания обломочным материалом. Минимальная степень обогащения торием и калием обнаруживается в разрезах по рекам Белая, Керби и Юдома, где наиболее проявлено обогащение пород кремнистым или карбонатным веществом.

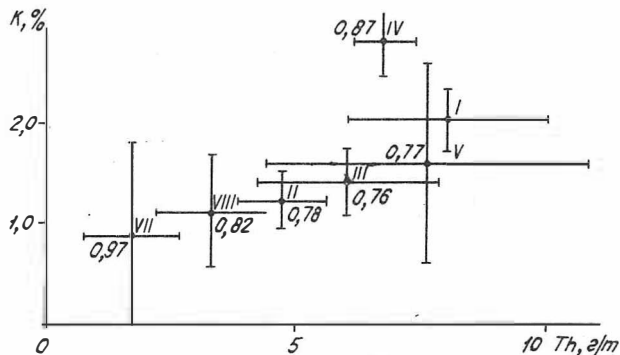


Рис.5. Соотношения тория и калия в битуминозных аргиллитах куонамского горизонта при уровне значимости статистических оценок 0,05
Римские цифры – номера разрезов, арабские – коэффициенты корреляции

По мере возрастания в породах количества органического вещества, в их составе увеличиваются содержания Mo, U, V, Cu, Zn, Ni, связанные линейными зависимостями между собой и с концентрациями органического углерода (табл.4, рис.6-А). Надежной корреляции с органическим углеродом не удалось установить лишь для разреза по р.Куленке, где исследовано слишком мало проб. Несколько неожиданным оказалось то обстоятельство, что эти элементы нередко находятся в положительной корреляционной зависимости также с торием и калием. Это можно объяснить неоднородностью

Таблица 4.

Корреляционные связи микроэлементов и органического углерода
на уровне значимости 0,05

I - разрез по р.Бол.Куонамка

Эле- менты	U	Th	K	Cu	Zn	Co	Ni	Mn	Cr	Pb	V	Mo
U	I							-0,43				0,57
Th		I										0,33
K		0,78	I	0,75		0,55	0,60		0,48	0,33	0,5I	
Cu		0,54	0,52	I	0,45	0,52	0,74		0,63		0,72	0,5I
Zn		0,63	0,78	0,6I	I	0,45	0,72	0,46	0,44			
Co					I	0,72	0,35			0,39		0,40
Ni	0,62	0,39		0,56	0,5I	I	I	0,38	0,53		0,5I	0,39
Mn	-0,62					-0,42	I					-0,40
Cr		0,7I	0,8I	0,66	0,78	-0,40	0,4I		I		0,70	
Pb		0,36	0,46	0,36	0,70		0,39		0,48	I		
V		0,6I	0,69	0,59	0,7I	-0,42	0,47		0,88	0,66	I	0,42
Mo	0,49	0,50	0,39	0,56	0,6I		0,69	-0,4I	0,66	0,65	0,83	I

II - разрез по р.Мал.Куонамка

IV - разрез по руч.Чемордоах

Эле- менты	C орг.	U	Th	K	Cu	Zn	Co	Ni	Mn	Cr	V	Mo
C орг.	I	0,58			0,58			0,64	-0,62		0,63	0,66
U		I			0,54			0,78			0,69	0,65
Th			I	0,87								
K			0,77	I								
Cu					I	0,92		0,72	-0,66	0,63	0,67	0,54
Zn			0,70	0,85	0,76	I		0,66		0,65	0,56	
Co	-0,94						I					-0,55
Ni						0,75	I			0,53	0,90	0,67
Mn									I		-0,63	-0,53
Cr					0,80					I		
V					0,94	0,86		0,74		0,73	I	0,72
Mo												I

V - разрез по р.Куленке

состава битуминозных аргиллитов, в которых переменное количество карбонатного и кремнистого материала "разбавляет" содержания как терригенной составляющей, так и органического вещества, что, очевидно, и является причиной установленной ранее корреляционной связи органического углерода с глинистым материалом [I9]. Тем не менее, резкое возрастание содержаний V, Ni, Cu, Mo, Zn именно в разрезах по руч.Чемордоах и р.Куленке, в максимальной степени

УШ - разрез по р.Юдома

Эле- менты	C _{орг.}	U	Th	K	Cu	Zn	Co	Ni	Mn	Cr	Pb	V	Mo
C _{орг.}	I		0,50	0,58	0,79		0,72	0,5I		0,5I	0,60		0,50
U	0,83	I					0,6I	0,64			0,68		0,88
Th			I	0,62	0,8I		0,69	0,50		0,5I	0,54	0,69	
K			0,97	I	0,84		0,62			0,67		0,67	
Cu			0,86	0,80	I	0,54	0,65	0,57		0,79	0,60	0,79	
Zn			0,5I	0,50	0,65	I		0,72				0,82	
Co			0,57	0,49	0,65	0,45	I	0,64			0,60		0,58
Ni	0,59	0,55			0,50	0,47	0,58	I			0,66	0,59	0,63
Mn							0,45		I				
Cr										I		0,68	
Pb			0,7I	0,74	0,57	0,72	0,42		0,52		I		0,66
V	0,44				0,53	0,46		0,70	0,52			I	0,66
Mo	0,76	0,75						0,7I					I

УП - разрез по рекам Белая, Кером

Ш - разрез по р.Оленек

Эле- менты	U	Th	K	Cu	Zn	Co	Ni	Mn	Cr	Pb	V	Mo
U	I	0,72	0,49	0,53	0,48		0,45	-0,37	0,43			0,58
Th		I	0,76					-0,37				
K			I	0,39	0,45				0,6I	0,42		
Cu				I	0,76		0,58		0,80	0,49	0,62	0,73
Zn					I		0,82	-0,37	0,82	0,39	0,88	0,84
Co						I		0,55				
Ni							I		0,58		0,90	0,84
Mn								I	-0,49	-0,54		
Cr									I	0,55	0,64	0,74
Pb										I		
V											I	0,78
Mo												I

обогащенных органическим углеродом, никак не связанное с концентрацией тория (рис.6-Б), не оставляет сомнений, что главная роль в их накоплении принадлежит органическому веществу, а отнюдь не терригенному материалу. Кобальт, хром и свинец не обнаруживают явных признаков ассоциации с органическим веществом, а марганец, по-видимому, сопутствует карбонатам и в ряде случаев проявляет с органическим углеродом негативные соотношения (табл. 4).

Доверительные интервалы к средним арифметическим содержи-

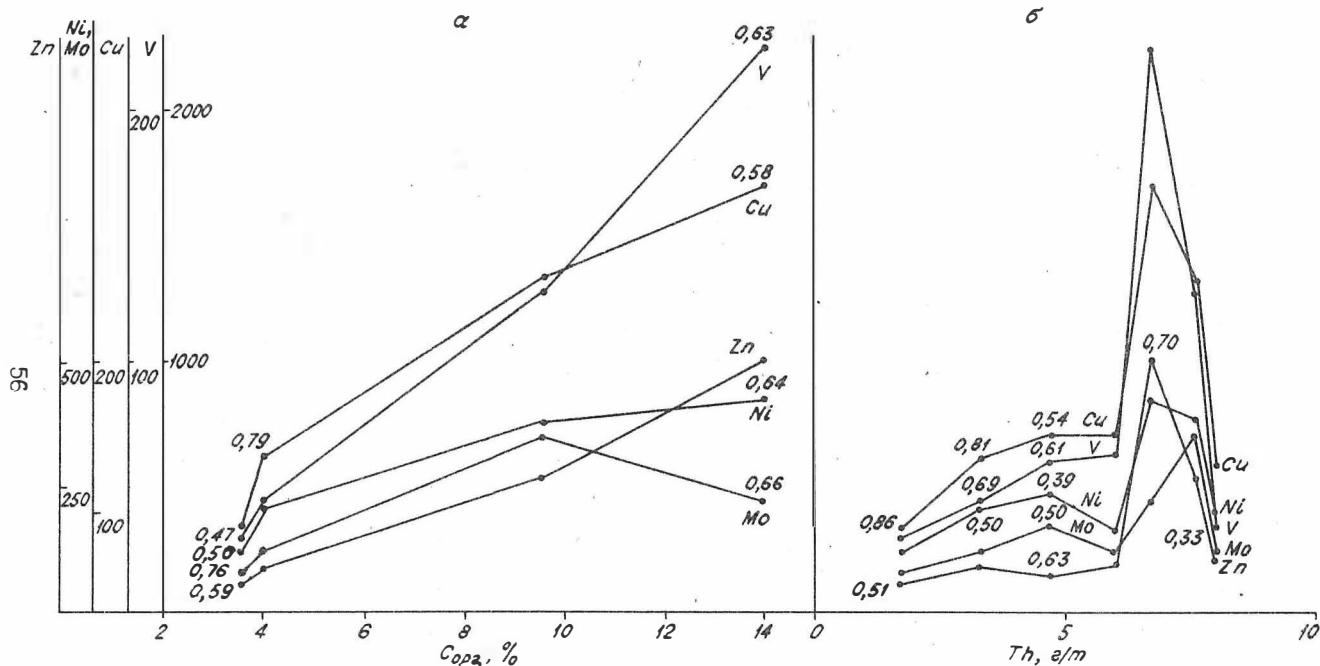


Рис.6. Соотношения микроэлементов с органическим углеродом (А) и торием (Б) в изученных разрезах (по данным табл.3). Цифрами показаны коэффициенты корреляции

Сопоставление статистических оценок
распределения микроэлементов, г/т

Эле- менты	Битуминозные аргиллиты куонамского горизонта в целом (без синской сви- ты), 99 проб	Горючие сланцы из основания куонамской свиты в разрезах	
		прианабарских, II проб	по руч.Чемордоах и р.Арга-Сала, I3 проб
U(Ra)	39,3 ± 4,5	37,9 ± 10,9	34,2 ± 7,1
Th	5,5 ± 0,9	9,3 ± 0,9	6,7 ± 0,6
K	1,46 ± 0,20	3,03 ± 0,47	2,83 ± 0,35
Cu	65 ± 8	127 ± 33	169 ± 53
Zn	86 ± 22	316 ± 175	500 ± 297
Co	11 ± 4	10 ± 6	14 ± 2
Ni	100 ± 12	186 ± 63	211 ± 61
Mn	158 ± 11	138 ± 62	128 ± 27
Cr	69 ± 12	198 ± 48	153 ± 45
V	498 ± 137	2062 ± 1081	2230 ± 1112
Mo	65 ± 12	152 ± 81	109 ± 44
C _{орг.}			13,98 ± 3,53

Примечание. Содержания калия даны в %.

ям Mo, V, U, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Pb, вычисленные для прианабарских разрезов куонамской свиты и юдомского разреза иниканской свиты (см. табл.3), взаимно перекрываются, так что имеет смысл вывести обобщенные статистические оценки микроэлементного состава битуминозных аргиллитов куонамского горизонта в целом, как первое приближение к их генерализованной геохимической характеристике, вычислив к каждому среднему значению дисперсию как среднее из частных дисперсий плюс дисперсия частных средних [28] (табл.5). На фоне этих оценок резко выделяются значения, выведенные для разреза по р.Куленке, где пробы отобраны преимущественно из нижней части куонамской свиты, и особенно из разреза по

руч.Чемордоах^{*}, где опробованы практически только самые нижние слои свиты, которые, по-видимому, можно считать характерным представителем горючих сланцев Оленекского бассейна [10]. Эти слои, мощностью от 0,6 до 11 м, более или менее четко выделяются и в прианабарских разрезах. Если из выборок, отобранных из этих разрезов (всего 99 проб), выделить 11 проб битуминозных аргиллитов из основания куонамской свиты и вычислить для них средние содержания микроэлементов, то мы получаем значения, близкие к тем, которые выведены для разреза по руч.Чемордоах; на этом основании можно полагать, что в прианабарских разрезах, для которых пока нет определений органического углерода, в основании куонамской свиты также залегают горючие сланцы. Теперь возникает возможность сопоставить оценки микроэлементного состава отложений куонамского горизонта, полученные в целом для битуминозных аргиллитов и отдельно для горючих сланцев нижней части куонамской свиты (см. табл.5).

В нижнекембрийских горючих сланцах Оленекского бассейна высокое содержание органического вещества сказывается максимальным накоплением ассоциирующих с ним микроэлементов; поэтому особенно интересно составить наиболее полное представление об их геохимической специфике. В 13 пробах, из которых 11 отобраны по руч.Чемордоах и 3 – по р.Арга-Сала, наряду с содержаниями органического углерода, инструментальным нейтронно-активационным и атомно-абсорбционным анализами определены 32 химических элемента (табл.6). Результаты нейтронно-активационного анализа стандартных образцов горных пород опубликованы ранее [24,25]. Тенденция к ассоциации микроэлементов с органическим веществом особенно отчетливо проявляется в сопоставлении с данными, опубликованными для других доманикитов – верхнеюрских битуминозных аргиллитов баженовской свиты Западно-Сибирской плиты [7] и верхнекембрийских квасцовых сланцев Швеции [31]. Для того, чтобы ранжировать микроэлементы по интенсивности их накопления в ассоциации с органическим веществом, вычислены коэффициенты концентрации как частные от деления количества каждого элемента в горючих сланцах или битуминозных аргиллитах на его среднее содержание в алевро-

^{*} В выборку, представляющую разрез по руч.Чемордоах, включены три пробы горючих сланцев, отобранные из основания куонамской свиты по р.Арга-Сала.

пелитах юрского и мелового возраста Западно-Сибирской плиты [7]. Именно эти отложения выбраны для нормирования, потому что справочные значения кларков для "глин и сланцев" основаны на старых аналитических данных, не всегда согласующихся с современными определениями.

Как следует из сопоставления (табл.7), по выборочному среднему содержанию органического углерода оленекские горючие сланцы не отличаются от квасцовых сланцев Швеции; в битуминозных аргиллитах баженовской свиты содержится, в среднем, в 1,7 раза меньше органического углерода. По всем трем местонахождениям прослеживается практически одинаковый набор микроэлементов, ассоциирующих с органическим веществом, однако квасцовые сланцы Швеции преимущественно обогащены железом, молибденом, ураном и лишь в незначительной степени — цинком, а горючие сланцы Оленекского бассейна выделяются особенно высоким содержанием ванадия и заметным накоплением хрома. Несмотря на существенную разницу в количестве органического вещества, баженовские битуминозные аргиллиты и оленекские горючие сланцы на уровне значимости 0,05 статистически не различаются по содержаниям Mo, U, Au, As, Sb, Zn, Cu, Ni. Во всех трех местонахождениях щелочи, лантаноиды, элементы-гидролизаты и марганец индифферентны или антагонистичны по отношению к содержанию органического вещества. Так же, как квасцовые сланцы Швеции и битуминозные аргиллиты баженовской свиты, горючие сланцы Оленекского бассейна содержат меньше редкоземельных элементов, чем глины Русской платформы [2] (рис.7), что не согласуется с утверждением о накоплении лантаноидов в ассоциации с органическим веществом [9]. Как и в отложениях баженовской свиты, в горючих сланцах органическому углероду сопутствует бром; вольфрам, напротив, не накапливается и не обнаруживает корреляционных связей с органическим углеродом. Указания на исключительно высокое содержание молибдена в горючих сланцах Оленекского бассейна (4000 и 300 г/т) [20] нашими определениями не подтверждаются.

Оленекские горючие сланцы сближаются с битуминозными аргиллитами баженовской свиты по всей структуре корреляционных связей микроэлементов с органическим углеродом. На графике соотношения коэффициентов корреляции (рис.8) отчетливо обособляется группа микроэлементов, ассоциирующих с органическим веществом как в юр-

Таблица 6

Содержания химических элементов в 13 пробах горючих сланцев Оленекского бассейна
по данным физических методов анализа

Эле- менты	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Cорг.	5,65	13,36	16,60	6,88	19,71	12,49	12,83	13,38	7,38	10,15	25,60	20,31	17,40	
Ca	0,8	0,6	1,7	3,3	1,6	6,8	1,5	1,8	4,0	1,8	2,5	0,9	1,0	ИНА
Na	0,64	0,60	0,53	0,56	0,81	0,34	0,50	0,60	0,76	0,55	0,26	0,24	0,21	"
K	3,20	3,20	2,60	3,40	2,77	1,48	2,20	3,20	2,40	2,70	3,40	3,50	2,80	"
Fe	1,9	2,5	2,5	3,5	3,5	1,9	2,2	2,7	2,2	3,0	2,7	2,4	2,4	"
Ti	0,25	0,30	0,32	0,50	0,42	0,57	0,28	0,32	0,48	0,40	0,36	0,25	0,30	"
Cu	113	198	184	67	138	86	367	174	80	87	280	230	188	АА
Zn	291	594	631	84	81	22	1875	567	121	223	770	521	718	"
Co	13	14	17	15	25	9	14	13	14	20	10	10	14	"
Ni	130	255	280	83	124	78	275	225	140	178	387	211	376	"
Mn	133	78	122	208	122	111	100	145	167	211	102	71	94	"
Cr	294	179	165	89	85	64	250	179	55	89	205	150	191	"
V	881	3641	4307	203	329	227	2505	3579	497	575	4356	3655	4766	"
Mo	12	143	236	23	178	19	133	119	51	53	119	128	198	"
U	11,4	40,3	40,8	15,2	30,3	18,7	38,3	39,4	42,6	37,3	47,8	37,7	44,1	ИНА
Th	7,3	6,5	6,6	7,3	7,6	4,1	5,6	6,8	6,5	6,8	7,8	7,3	6,9	"
La	21,4	25,0	24,4	25,4	14,0	21,2	23,0	25,7	24,1	25,2	26,2	24,1	23,7	"
Ce	31,6	47,8	45,4	46,5	40,1	29,0	48,2	47,4	38,6	42,6	52,8	49,0	43,2	"
Nd	18,2	26,8	27,3	26,7	27,0	15,5	25,1	28,7	31,6	27,0	27,2	24,0	28,2	"
Sm	3,6	5,0	5,5	5,6	5,3	3,3	6,4	5,2	5,6	5,5	7,1	6,1	5,2	"
Eu	0,66	0,93	0,88	0,96	0,86	0,59	1,19	1,04	1,00	1,00	1,30	1,10	0,94	"
Tb	0,29	0,54	0,53	0,48	0,35	0,25	0,58	0,56	0,51	0,57	0,67	0,63	0,43	"
Yb	2,27	2,54	2,60	2,13	1,65	1,56	2,68	3,01	2,59	2,40	3,90	3,20	3,10	"
Sc	12,3	12,7	11,4	16,4	12,9	7,8	10,4	12,5	11,3	13,4	12,4	12,3	11,9	"
Hf	2,67	3,20	2,87	3,54	3,56	2,04	2,29	2,99	2,78	3,01	2,04	2,65	2,45	"
Rb	107	99	90	131	114	57	89	107	87	119	123	102	106	"
Cs	5,1	5,9	5,4	8,7	6,9	3,2	5,3	6,5	5,7	7,7	7,6	7,0	7,2	"
Ta	0,84	0,86	0,71	0,85	0,92	0,46	0,55	0,80	0,74	0,72	0,76	0,52	0,62	"
As	15,9	41,1	35,7	11,5	17,4	19,6	28,0	40,2	19,4	18,4	47,5	44,0	48,9	"

Эле- менты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sb	4,2	13,4	15,7	11,1	2,9	1,7	13,4	13,5	3,1	3,4	19,5	14,5	23,2
W	2,20	1,60	1,80	1,40	1,10	0,86	0,62	1,40	2,00	1,10	1,20	1,40	1,30
Au	2,6	4,8	8,4	3,9	2,0	5,2	7,9	3,8	7,4	4,9	13,2	8,3	12,6
Br	2,8	10,9	11,5	1,9	9,6	9,5	7,3	5,7	3,1	4,7	53,3	34,8	36,9

Примечание. Содержания Cr, Mg, Ca, Na, K, Fe, Ti даны в %, золота - в мг/т, остальных элементов - в г/т.
 ИА - инструментальный нейтронно-активационный анализ, АА - атомно-абсорбционный анализ. Пробы 1-10 - из разреза по р. Чумортоах, 11-13 - из разреза по р. Арча-Дала.

ских, так и в кембрийских отложениях. В отличие от баженовской свиты для горячих сланцев Оленекского бассейна намечается тенденция к корреляции с органическим углеродом лантаноидов, тория и калия, возникающая, по-видимому, вследствие "разбавления" карбонатными и кремнистыми примесями как органического вещества, так и терригенного материала.

Как уже указывалось, с повышением карбонатности и кремнистости отложений уменьшаются содержания в них органического углерода и ассоциирующих с ним микроэлементов; на количественном уровне эту тенденцию можно проследить в разрезе по р. Кыленке, где, наряду с битуминозными аргиллитами, опробованы слои известняков и силицитов (табл. 8). И в известняках, и в силицитах на единицу органического углерода приходится несколько меньше Cu, Zn, Co, Ni, V и Mo, чем в битуминозных аргиллитах; характерна тенденция к некоторому обогащению известняков марганцем, а силицитов - хромом. Но особенно резко проявляется их обеднение элементами, связанными только с терригенной составляющей - торием и калием (см. табл. 8).

Среди исследованных разрезов куонамского горизонта выделяется пониженными содержаниями микроэлементов, ассоциирующих с органическим веществом, разрез по рекам Белая и Керби, где мощность куонамской свиты на порядок больше, чем на всей остальной территории Сибирской платформы (см. табл. 3, рис. 4). По-видимому, в данном случае

Сопоставление статистических оценок
химического элементарного состава доломитов

Эле- менты	Оленеокские горячие сланцы, 13 проб		Битуминозные аргиллиты баженовский свиты, 30 проб		Квасцовые сланцы Швеции, 39 проб	
	$\bar{x} \pm \Delta \bar{x}$	КК	$\bar{x} \pm \Delta \bar{x}$	КК	$\bar{x} \pm \Delta \bar{x}$	КК
C _{орг}	13,96±3,53	14,1	7,98±1,27	8,1	14,00±0,70	14,1
Mo	109±44	54	122±27	61	271±17	135
V	2277±1112	19	539±165	4,6	678±44	5,8
U	34,1 ±7,1	10	35,7 ±1,6	10,5	210±23	62
Sb	10,0 ±4,5	10	6,9 ±2,4	6,9	20	
Au	6,5 ±2,1	6,5	4	4		
As	29,8 ±8,2	4,8	45,0 ±10,2	7,3	53*	
Zn	500±297	4,3	678±184	5,9	150	
Cu	169±53	4,3	132±10	3,3	188±7	4,8
Ni	211±61	3,0	291±52	4,1	156±15	2,2
Cr	153±45	1,6	78±11	0,8	94	
K	2,83±0,35	1,2	1,44±0,22	0,6	3,66±0,18	1,5
Rb	102±11	0,9	90±12	0,8	137±6	1,2
Yb	2,59±0,38	0,8	3,23±0,35	1,0		
Nd	25,6 ±2,6	0,8				
Fe	2,57±0,31	0,7	3,82±0,63	1,0	7,02±0,19	1,9
Ta	0,72±0,08	0,8	0,55±0,07	0,7		
Th	6,7 ±0,6	0,7	6,3 ±0,6	0,7		
La	23±2	0,6	27±3	0,8		
Co	14±2	0,7	23±3	1,1	< 50	
Ce	43±4	0,7	53±6	0,8	165 (74)**	
Sm	5,3±0,6	0,7	6,3±0,5	0,8		
Sc	12,1±1,1	0,7	16,4±1,2	0,9		
Cs	6,3±0,9	0,6	9,1±1,3	0,8		
Eu	0,96±0,11	0,6	1,34±0,20	0,9		
Ti	0,36±0,06	0,6	0,32±0,03	0,6	0,40±0,01	0,7
Tb	0,49±0,08	0,5	0,89±0,10	1,0		
Hf	2,8 ±0,3	0,4	3,1 ±0,4	0,5		
Na	0,51±0,11	0,3	0,93±0,12	0,7	0,18±0,02	0,1
Mn	128±27	0,3	176±40	0,4	200	0,4
Ca	2,9 ±1,0				0,72±0,17	

Примечание. Содержания C_{орг.}, Na, K, Ca, Fe, Ti даны в %, Au - в мг/т, остальных элементов - в г/т; доверительные интервалы отвечают уровню значимости 0,05. КК - коэффициенты концентрации. Доверительные интервалы к содержаниям элементов в квасцовых сланцах Швеции вычислены нами по данным G.Armands [31]; * содержание мышьяка вычислено по данным табл.2 G.Armands [31]; ** в скобках - содержание церия по данным полного анализа лантаноидов в одной пробе [31]. Доверительные интервалы к содержаниям элементов в баженовской свите, опубликованные ранее [7], здесь уточнены.

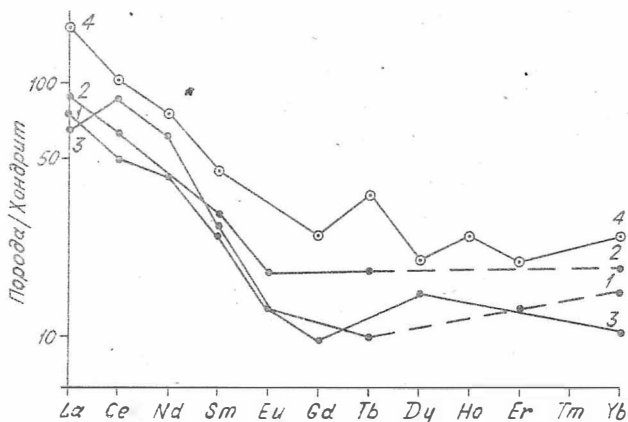


Рис. 7. Распределение лантаноидов: 1 - в оленекских горючих сланцах (13 проб); 2 - в битуминозных аргиллитах баженовской свиты (30 проб); 3 - в квасцовых сланцах Швеции (1 проба) [31]; 4 - в глинах Русской платформы [2]

возрастание скорости осадконакопления сказывалось уменьшением времени взаимодействия осаждаемого на дно палеобассейна органического вещества с растворенными компонентами морской воды. Этот эффект еще более отчетливо проявлялся там, где скорость седиментации была еще выше - в ареале распространения синской свиты (см. рис. 4). Здесь весьма маломощные (3-20 см) слои битуминозных аргиллитов, заключенные в карбонатной толще, содержат почти столько же органического углерода, что и горючие сланцы Оленекского бассейна, однако не обнаруживают сколько-нибудь значительного обогащения микроэлементами, обычно сопутствующими органическому веществу; в связи с повышенной карбонатностью они отличаются крайне низкими содержаниями также и тех элементов, которые ассоциируют с терригенной составляющей; несколько неожиданным оказалось, что в этих породах не накапливается марганец (см. табл. 8).

Домаикитные отложения куонамского горизонта, так же как квасцовые сланцы Швеции и битуминозные аргиллиты баженовской свиты, формировались в эпиконтинентальных морских бассейнах нор-

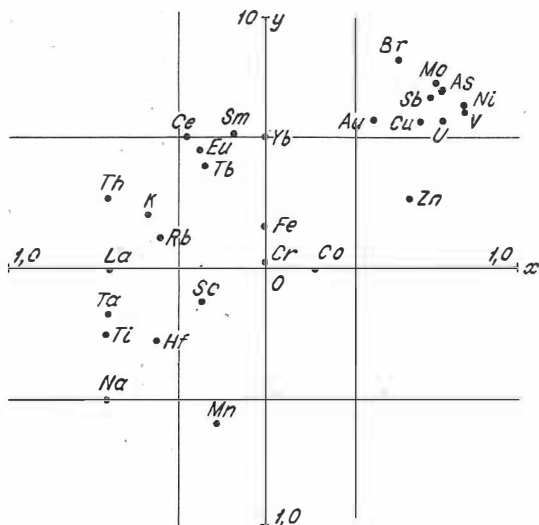


Рис.8. Корреляционные связи микроэлементов с органическим углеродом в битуминозных аргиллитах баженовской свиты (по оси X) и в оленекских горючих сланцах (по оси Y). Показаны граничные значения коэффициентов корреляции при уровне значимости 0,05

мальной солености. Для всех трех палеобассейнов более или менее уверенно предполагается постоянное или периодическое сероводородное заражение наддонной воды. Во всех трех глобального масштаба проявлениях концентрации планктоногенного органического вещества констатируется достаточно выдержанное по латерали накопление одного и того же набора микроэлементов, характерного также для сапропелевых илов современных морских бассейнов [23]. Очевидно, первопричиной концентрации этих элементов в осадках явилось накопление химически активного органического вещества, а их источником была морская вода.

О способах накопления того или иного элемента в ассоциации с органическим веществом в настоящее время можно высказать лишь косвенные соображения. Известно, что уран и молибден концентрируются меланоидинами [22] ("гуминовыми кислотами сапропелитов" [18]) – продуктами взаимодействия белков и углеводов; по-видимому, не случайно уран проявляет наиболее устойчивые корреляционные связи именно с молибденом. Медь, никель и ванадий образуют хелаты с азотом в качестве донорного элемента [32], в частности, известны никелевые и ванадиевые порфириновые комплексы, поэтому корреляционные связи между этими элементами также не кажутся

Сопоставление статистических оценок
распределения породообразующих компонентов (%) и микроэлементов (г/т)

Эле- менты	Разрез по р.Кюленке			Синская свита, р.Синяя
	Битуминозные аргиллиты, 8 проб	Известняки, 5 проб	Силлиты, 5 проб	Битуминозные аргил- литы, 5 проб
SiO ₂	54,14 ± 5,06	11,64±5,58	93±3	
CaO	3,78 ± 2,91	44,2, ±3,2	0,87±0,51	
C _{орг.}	9,57 ± 2,52	3,27±1,90	2,12±1,04	13,10 ± 5,01
U		27,4 ±28,7	13,8 ±3,2	8,7 ± 6,3
Th	7,6 ± 3,2	< 0,5	< 0,5	1,0 ± 1,1
K	1,60 ± 0,98	< 0,05	0,05	0,28 ± 0,20
Cu	132 ± 34	17±15	22±12	22 ± 17
Zn	265 ± 141	24±35	72±44	7 ± 2
Co	15 ± 3	< 1	2	Н.о.
Ni	191 ± 57	32±24	52±26	23 ± 15
Mn	137 ± 83	223±163	65±97	71 ± 42
Cr	95 ± 30	42±48	309±175	29 ± 19
Pb	37 ± 2	10±4	5	
V	1269 ± 604	126±113	183±119	106 ± 84
Mo	174 ± 62	24±41	22±17	Н.о.
				38,3 ± 12,2

Примечание. Кремнезем и известь оценены по 7 пробам; н.о. - не обнаружен; в нижней графе для синской свиты оценено содержание нерастворимого в соляной кислоте остатка.

неожиданными; вместе с тем, они в значительной мере содержатся и в терригенном материале. Для всех халькофильных элементов не исключается первоначальная связь с органическим веществом с последующей перегруппировкой в сульфидные фазы [4]. Ванадий, теряя связь с органикой, возможно, входит в состав слоистых алюмосиликатов - именно как результат этого процесса могла возникнуть корреляция ванадия с хромом. Преимущественное обогащение отложений той или иной группой элементов, при одинаковом содержании органического углерода, могло возникнуть, в частности, в зависимости от соотношения гумусовой и сапропелевой компонент органического вещества.

Выводы

1. Морские планктоногенные отложения куонамской и инниканской свит нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы статистически не различаются по содержаниям микроэлементов, ассоциирующих с коллоальгинитовым органическим веществом, что позволяет вывести обобщенные статистические оценки микроэлементного состава битуминозных аргиллитов куонамского горизонта в целом.

2. Максимальные содержания органического углерода и сопутствующих ему микроэлементов обнаруживаются в оленекских горячих сланцах из основания куонамской свиты; по концентрациям Mo, U, As, Sb, Zn, Cu, Ni они статистически не отличаются от битуминозных аргиллитов баженовской свиты Западно-Сибирской плиты, выделяясь лишь резко повышенным содержанием ванадия и заметным накоплением хрома. Микроэлементы, по степени их концентрации в ассоциации с органическим веществом относительно кларка для глин, выстраиваются в ряд: Mo-V-U-Sb-Au-As-Zn-Cu-Ni-Cr; щелочи, лантаноиды, элементы-гидролизаты, кобальт, вольфрам и марганец индифферентны по отношению к содержанию органического вещества.

3. Причиной концентрации микроэлементов было накопление в осадках химически активного органического вещества, а их источником являлась морская вода.

4. С возрастанием карбонатности или кремнистости отложений понижается содержание в породах органического вещества и соответственно убывают концентрации сопутствующих ему микроэлементов.

5. Количество микроэлементов, приходящееся на единицу органического углерода, понижалось с возрастанием скорости осадконакопления, т.е. с уменьшением времени взаимодействия планктоногенного коллоальгинитового органического вещества с морской водой.

Литература

1. Акульшина Е.П., Евтушенко В.М., Писарева Г.М. О природе пластичных глин в кембрийских отложениях бассейна р.Оленек. — Геол. и геофиз., 1972, № 2, с.147-151.

2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 276 с.

3. Бахтуров С.Ф., Переладов В.С. Доманикитные отложения кембрия востока Сибирской платформы. - В кн.: Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1982, с.118-127.

4. Воликов И.И., Фомина Л.С. Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря. - Литология и полезные ископаемые, 1972, № 2, с.18-24.

5. Гавшин В.М. Постседиментационное перераспределение урана в осадочных толщах. - В кн.: Проблемы радиогеологии. М.: Наука, 1983, с.107-122.

6. Гавшин В.М., Бобров В.А. Закономерности распределения микроэлементов в баженовской свите. - В кн.: Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1982, с.76-91.

7. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г. и др. Геохимия морских терригенных отложений Западно-Сибирской плиты. - В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983, с.48-56.

8. Гавшин В.М., Смертина Л.Н. Атомно-абсорбционное определение меди, цинка, кобальта, никеля и марганца в стандартных образцах горных пород в связи с задачами топогеохимии. - В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.94-95.

9. Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев. М.: Наука, 1981. 120 с.

10. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1968. 607 с.

11. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности / А.Э.Конторович, Е.Л.Берман, Л.И.Богородская и др. М.: Недра, 1971. 251 с.

12. Гурари Ф.Г. О залежах углеводородов в глинистых толщах. - В кн.: Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981, с.105-116.

13. Гурари Ф.Г., Матвиенко Н.И. Палеогеография баженовской свиты по распределению в ней урана. - Тр./СНИИГТИМС, вып.275, Новосибирск, 1980, с.81-91.

14. Дюверфель К. Статистика в аналитической химии. М.: Мир, 1969. 222 с.

15. Евтушенко В.М. О формировании кремнистых пород в кембрии юго-восточной части Сибирской платформы. - Тр./СНИИГТИМС, вып.258. Новосибирск, 1978, с.45-57.
16. Емельянов Е.М., Кооль Л.В. Перенос золотой пыли и ее роль в процессах осадконакопления в Атлантическом океане. - Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с.3-15.
17. Марков М.А., Бахтуров С.Ф. Палеозойские битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. - В кн.: Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука, 1982, с.103-115.
18. Заславский Е.М. О понятии "гуминовые кислоты". - В кн.: Накопление и преобразование сидеритов. М.: Наука, 1979, с. 217-222.
19. Кембрий Сибирской платформы / Савицкий В.Е., Евтушенко В.М., Егорова Л.И. и др. М.: Недра, 1972. 198 с.
20. Клер В.Р., Ненахова В.Ф. Парагенетические комплексы полезных ископаемых сланценосных и угленосных толщ. М.: Наука, 1981. 175 с.
21. Левин А.С. Основные вопросы геологии месторождений горючих сланцев. М.: Наука, 1982. 78 с.
22. Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
23. Митропольский А.Ю., Безбородов А.А., Овсяный Е.И. Геохимия Черного моря. Киев: Наукова думка, 1982. 143 с.
24. Пархоменко В.С. Определение микроэлементов в стандартных образцах горных пород. - В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.23-38.
25. Пархоменко В.С. Анализ элементного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии. - В кн.: Спектрометрические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с.18-30.
26. Савицкий В.Е., Асташкин В.А. Роль и масштабы рифообразования в кембрийской истории Сибирской платформы. - Тр./СНИИГТИМС, вып.270, Новосибирск, 1979, с.5-18.
27. Сухов С.С., Переладов В.С. Депрессионный комплекс нижнего и среднего кембрия востока Сибирской платформы. - В кн.: Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии. Новосибирск, 1979, с.50-60.

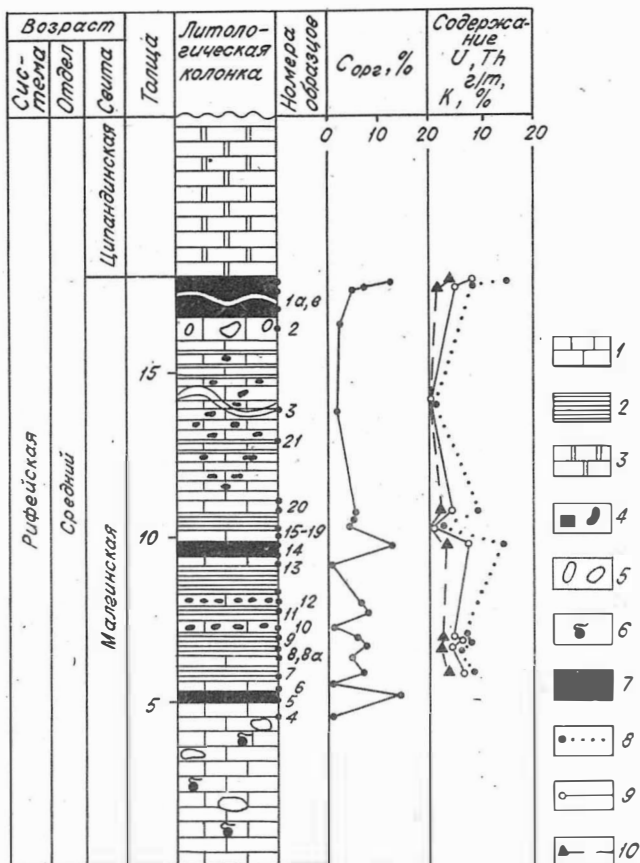
28. Урбах В.Ю. Биометрические методы. М.: Наука, 1964. 415 с.
29. Хабаров В.В., Нелепченко О.М. и др. Уран, торий и калий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири. - Сов. геол., 1980, № 10, с.94-105.
30. Шишкин В.А. Нижний кембрий Приколымского поднятия (Северо-Восток СССР). - В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с.65-66.
31. Armands G. Geochemical studies of uranium, molybdenum and vanadium in a Swedish alum shale. - In: Stockholm contrib. in geology, vol. XXVII. Stockholm, 1972-1973, p.1-148.
32. Zubovic P. Physicochemical properties of certain of minor elements as controlling factors in their distribution in coal. - In.: Adv. Chem. Ser., vol.55, Washington: Amer.Chem. Soc., 1966, p.221-231.

Н.И.Матвиенко, П.Н.Соболев

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО
В ПЛАНКТОНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАЛГИНСКОЙ СВИТЫ
ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Среди наиболее древних отложений доманикового типа малгинская свита среднего рифея представляет значительный интерес не только как нефтематеринская [1,8] толща, но и как горючесланцевое сырье.

Нами изучалась верхняя, наиболее обогащенная органическим веществом, пачка пород малгинской свиты, выходы которой были описаны по реке Мае. На рисунке приведен такой разрез, изученный у подножия скал Малгина. Мощность пачки варьирует от 14 до 20 м. Снизу вверх породы представлены массивными, микрозернистыми, светло-серыми с желтоватым оттенком известняками со следами слабой доломитизации около тончайших трещин. Иногда образуются небольшие поля ромбиков доломита, размеры полей всего в несколь-



ко миллиметров. При ударе известняки издают запах бензина, нередко пустоты и каверны заполнены жидкими битумами. Выше по разрезу известняки переходят в листоватые разности темно-серых глинистых известняков. Затем идет частое переслаивание массивных микрозернистых известняков с тонкоплитчатыми известняками темно-серого цвета. Толщина слоев массивных разностей от 5 до 25 см, редко больше. Толщина плитчатых разностей от 0,1 до 2,5 м, причем некоторые плитчатые прослои включают микрослоистые разности доломитизированных известняков. Микрослоистость этих пород обусловлена чередованием слоев, обильно пигментированных гелефицированной органикой, и более светлых слоев тонко- и среднезернистых доломитов или микрозернистых известняков. Вторичной доломитизации и частичной перекристаллизации подвержена в основном самая верхняя часть битуминозной пачки, находящаяся вблизи контакта малгинской свиты с доломитами ципандинской свиты. Если в нижней части пачки по генетическим признакам вторичной доломитизации были подвержены первично известковистые осадки, то в верхней пачке пород, видимо, имело место первичное осаждение доломита, а затем уже порода подвергалась перекристаллизации и из микрозернистой становилась тонко- и среднезернистой, с хорошо ограниченными ромбами доломита. Подобной точки зрения придерживаются и другие исследователи [11]. По условиям нахождения ОВ в породе, по некоторым признакам соотношения его с минеральной частью, оно сингенетично осадку и, как в других доманиковых толщах, представлено планктоногенной сапропелевой его разновидностью. Участки, наиболее сильно пигментированные ОВ, менее подвержены перекристаллизации и другим вторичным изменениям или не подвержены им вообще.

Как уже отмечалось выше, тонкоплитчатые и микрослоистые разности сапропелевых известняков переслаиваются с массивными светло-серыми известняками, имеющими иногда голубоватый оттенок, комковатую и нередко струйчатую структуру с гнездами и желваками окисленного пирита. Массивные и микрослоистые известняки изменены различного рода деформациями. Одни из них проходили еще в нелигифицированном осадке, когда обогащенные органикой слои подвергались подводным оползням и скольжениям, другие носят следы более поздних тектонических нарушений, представляющих собой сдвиги и надвиги со смещением слоев и развитием зон дробления.

Первые хорошо видны у самого контакта малгинской свиты с ципандинской, когда черная пачка малгинских пород представлена слабо-волнистыми слоями с сохранением седиментационной очень тонкой слоистости без следов разрыва и смещения. Вторые – в нижней и средней пачке битуминозных пород малгинской свиты, где наблюдаются разрывы слоев со смещением и образованием карманов, заполненных материалом вышележащих слоев или дробленной породой. Крупные и мелкие трещины, образующиеся в таких участках, залечены кальцитом, нередко окрашенным битумом.

Распространение битуминозных пород малгинской свиты довольно неравномерное как по площади, так и по разрезу. По данным многочисленных исследователей [1,3,9,11], мощность битуминозных пород варьирует в значительных пределах. Она изменяется от 14–20 м в долине реки Май и до 200–230 м в Юдомо-Майском прогибе. В битуминозной пачке пород ими описаны различной мощности тонкослоистые, листоватые породы, в значительной степени обогащенные органическим веществом. Подобно баженовской свите в Западной Сибири, эти породы, погруженные на значительные глубины, могут представлять интерес не только как нефтематеринские, но и как коллекторы при наличии экранирующих толщ.

По степени обогащенности органическим веществом верхняя пачка малгинской свиты резко выделяется среди рифейских отложений Майской впадины. Согласно литературным данным, максимальные концентрации $C_{орг.}$ в этой толще достигают 26 % на породу [1,3]. Как отмечалось ранее [1,5,13], так и по нашим данным, распределение $C_{орг.}$ характеризуется четкой закономерностью – его концентрации увеличиваются с ростом глинистости отложений. По данным корреляционного анализа, связь между нерастворимым остатком и $C_{орг.}$ характеризуется очень высоким коэффициентом корреляции (+0,88). Для известняков верхней пачки малгинской свиты концентрации органического углерода изменяются в пределах 0,07–1,24 %, составляя в среднем 0,53 % на породу. А для глинистых сланцеватых мергелей, соответственно, 3,78–14,0 % и 7,64 % на породу. Средневзвешенное содержание $C_{орг.}$ для всей битуминозной пачки малгинской свиты составляет около 4,2 % на породу.

Хлороформенные битумоиды присутствуют во всех литологических разностях пород, причем в прямой зависимости от концентраций $C_{орг.}$, что подтверждает их автохтонную природу. Выходы хлорофор-

менных битумоидов из верхней пачки разреза достигают 0,05–0,15%, а в отдельных прослоях сланцеватых разностей – до 0,45 %.

Элементный состав хлороформенных битумоидов значительно варьирует, что может свидетельствовать о перераспределении его внутри толщи. Так, содержания C изменяются в пределах 80,96 – 84,06 %; H – 10,34 %. Сумма гетероэлементов от 4,60 до 9,2 %. По данным группового анализа, преобладают смолистые и асфальтеновые битумоиды.

Согласно определениям лаборатории битуминологии СНИИТМСа, в битумоиде из мергеля битуминовой пачки малгинской свиты содержание метаново-нафтенowych углеводородов составляет 23,88 %, нафтенowo-ароматических – 11,18 %. Сумма бензольных и спирто-бензольных смол – 49,53 %, асфальтенов – 11,18 %. Сумма нормальных парафиновых углеводородов на битумоид составляет 3,68 %. Среди них максимум приходится на углеводороды с 17 – 19 атомами углерода. Содержание полиядерных ароматических углеводородов достигает 5,47 % на битумоид, а максимальное содержание характерно для фенатреновых структур. По своему составу битумоиды из верхней части малгинской свиты весьма сходны с таковыми для более молодых доманикоидных отложений Алдано-Майской впадины, сапропелевых мергелей и аргиллитов иньянской свиты нижнего-среднего кембрия [6]. Однако последние характеризуются пониженными, по сравнению с малгинскими, содержаниями метаново-нафтенowych углеводородов и большим содержанием нафтенowo-ароматических. Это обстоятельство можно объяснить более интенсивным катагенетическим преобразованием РОВ малгинской свиты.

Химический состав концентратов керогена ОБ подтверждает его преимущественно сапропелевую природу. Как отмечается в литературе [6], концентраты нерастворимого органического вещества (НОВ) отличаются от типичных сапропелитов, в частности иньянской и куонамской свит, пониженным содержанием водорода (3–5 %). Однако последнее обстоятельство можно объяснить дегидрогенизацией ОБ малгинской свиты, пережившего значительные катагенетические преобразования. По углеспетрографическому составу керогена и по максимальным глубинам погружения [3,4,5] ОБ малгинской свиты достигало подэтапа МК₂ мезокатагенеза или условий проявления главной фазы нефтеобразования. Последнее подтверждается как широкими вариациями состава битумоидной части ОБ, так и наличием многочисленных проявлений экстракционных битумов [10,10].

Битуминозные породы малгинской свиты распространены на площади 5000 км^2 , мощность рабочих пластов (горючих сланцев) до 2 м. Эти сведения требуют еще дальнейших уточнений, так как выходы пород малгинской свиты находятся в труднодоступных районах. Следует иметь в виду, что отложения погружаются на значительные глубины. Это затрудняет использование их как полезного сырья. Хотя изученные образцы битуминозной пачки малгинской свиты по техническим характеристикам относятся к низкокондиционным (теплота сгорания 586 ккал/кг, выход смол полукоксования I, 90 %), всё-таки при индустриальном и экономическом развитии района горючие сланцы могут быть использованы как химическое сырье. К тому же вышеприведенные технические показатели были измерены у образцов с содержанием $C_{\text{орг.}}$ до 7 %. Как уже отмечалось выше, содержание $C_{\text{орг.}}$ в некоторых разрезах повышается до 26 %, а теплота сгорания находится в прямой зависимости с $C_{\text{орг.}}$, поэтому битуминозные породы малгинской свиты требуют дальнейшего изучения и оценки как горючесланцевое сырье.

Как видно из таблицы, органический углерод в изученных породах в значительной степени контролирует распределение малых элементов группы железа – ванадия и никеля. Эта закономерность подчеркивалась и ранее [6], причем в отложениях, не обогащенных органическим веществом, она не наблюдалась. В них распределение элементов этой группы контролируется обычно содержанием терригенного материала. Распределение химических элементов по петрографическому ряду пород известняки – глинистые известняки – аргиллиты в отложениях верхней части малгинской свиты относятся к хорошо выраженному упорядоченному типу, т.е. содержание малых элементов закономерно увеличивается в сторону аргиллитов. Такой ряд распределения, как известно [12], отражает высокую геохимическую подвижность элементов, обусловленную тем, что их перенос осуществляется в виде растворов.

На рисунке показано распределение урана, тория и калия в изучаемых породах. Здесь намечается известная закономерность повышения содержания урана в зависимости от количества органического вещества. Самые высокие содержания – 15,1 г/т, примерно в пять раз превышающие кларк, приурочены к наиболее битуминозной и мощной пачке глинисто-доломитовых известняков с концентрацией $C_{\text{орг.}}$ до 14 % на породу. Соответственно вариациям $C_{\text{орг.}}$ меняются

Содержание микроэлементов и $C_{орг}$
в верхней битуминозной пачке пород Малгинской свиты

Номер образца	Название породы	Содержание микроэлементов в г/т										Содержание С _{орг} в % на породу
		Cu	Zn	Co	Ni	Mn	Cr	V	Mo	Pb		
M-3-I ^a	Известняк доломитовый	5	12	Н.о.	5	279	16	10	-	7	7,33	
M-3-Ia(I)	"	12	203	10	36	148	54	239	15	171	7,4	
M-3-3	Известняк	5	8	Сл.	8	93	12	16	-	13	1,24	
M-3-I(2)	"	92	443	9	70	93	60	218	10	32	13,72	
M-3-7(I)	Известняк глинистый	59	177	10	45	148	46	128	6	132	7,15	
M-3-8	"	34	137	2	20	229	80	76	-	19	4,2	
M-3-8a	"	42	177	4	23	210	32	97	-	19	6,4	
M-3-9(2)	"	31	114	3	23	235	24	83	-	19	5,3	
M-3-I4	"	46	52	8	33	142	40	118	3	28	12,0	
M-3-I5	Известняк	8	47	Н.о.	9	223	26	Сл.	-	15	4,2	
M-3-I6	Известняк глинистый	20	263	4	18	179	28	73	-	23	3,78	
M-3-I8	"	27	24	Сл.	14	173	26	76	-	19	4,64	
M-3-I9	"	30	66	4	19	179	26	90	-	27	5,02	

содержания этих элементов по всему изученному разрезу. Известно, что количество тория и калия в породах изменяется с увеличением терригенной примеси. В данном случае их поведение аналогично урану, так как наиболее высокие содержания последнего приурочены к наиболее глинистым разностям битуминозных известняков (см. рисунок). Поэтому эти элементы приурочены к терригенной примеси, представленной глинистой составляющей, которой соответствуют самые высокие по разрезу содержания Al_2O_3 - до 9-10 % и K_2O - 3,3 %, что вполне согласуется с минералогическим составом глинистой фракции $< 0,001$, где доминируют гидрослюда, в подчиненном количестве присутствует каолинит.

Концентрация Cu в изучаемых породах изменяется от 5 до 92 г/т. Самая высокая - приурочена к наиболее обогащенному $C_{орг}$. прослою пород и превышает кларк примерно в два раза. Содержание Zn варьирует от 8 до 443 г/т. Наибольшее содержание в пять раз превышает кларк и также приурочено к наиболее обогащенному $C_{орг}$. прослою глинистых известняков (см. таблицу).

Такую же зависимость наблюдаем соответственно для Ni, V, Cr, которые также проявляют тенденцию (хотя и слабую) к накоплению в породах с повышенным содержанием $C_{орг}$. Наиболее высокие концентрации этих элементов, соответственно, в 1,2 и 2,6 раз превышают кларк, а содержание Cr равно кларку. Содержание Mo в

породах битуминозной пачки крайне незначительно, хотя, как видно из таблицы, он обнаруживает прямую зависимость от количества $C_{орг.}$ в породе. В других доманиковых толщах более молодого возраста Mo также находится в прямой зависимости от содержания $C_{орг.}$, но, в отличие от малгинских отложений, накапливается в породах в значительных количествах [2].

Содержание Mo в малгинских породах незначительно; не обнаруживается связи с содержаниями $C_{орг.}$ (см. таблицу).

Интересно распределение Zn в битуминозной толще. На таблице заметны довольно слабые корреляционные связи с $C_{орг.}$ и некоторое накопление его в отдельных прослоях битуминозных пород. При изучении геохимии свинца И.Ю. Гудзенко отмечает, что Zn имеет некоторую неярко выраженную связь с $C_{орг.}$ и является, как и другие халькофильные элементы, показателем восстановительной обстановки при осадконакоплении и раннем диагенезе осадка [7].

Таким образом, в верхней части малгинской свиты, значительно обогащенной планктонным органическим веществом, происходило слабое накопление некоторых микроэлементов, в сравнении с доманикитными толщами фанерозоя.

Литература

1. Галушко Я.А., Потанов С.В., Неволин Б.С., Гудзенко В.Т. Древнейшая формация доманикового типа на востоке Сибирской платформы. — В кн.: Геология и нефтеносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975, с.63–73.

2. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г. и др. Геохимия морских терригенных отложений Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983, с.48–56.

3. Гудзенко В.Т., Красильникова М.П. Геохимические условия формирования верхнепротерозойских и кембрийских отложений Майской впадины в связи с перспективами их нефтегазосности. — Бюл. науч. техн. информации. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. 1969, № 5, с.35–40.

4. Илюхин Л.Н. Литология и коллекторские свойства верхнепротерозойских отложений юго-восточной части Сибирской платформы. Автореф. канд. дис., МГУ, 1970. 21 с.

5. Ломтев В.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Алдано-Майского нефтегазоносного бассейна. М., 1974. Автореф. канд. дис. 23 с.

6. Кембрий Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский тип разреза. Куонамский комплекс отложений)/ В.Е.Савицкий, В.М.Евтушенко, А.Э.Конторович и др. М.: Недра, 1972. 200 с.

7. Лубченко И.Ю. Геохимия свинца в осадках современных водоемов. М.: Наука, 1977. 78 с.

8. Натанов Л.М. Отложения типа доманиковой формации на северо-востоке Сибирской платформы. - Сов. геол., 1962, № II, с.110-112.

9. Кузнов С.В. Рифейские отложения Юго-Востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 159 с.

10. Потапов С.В., Лобанова А.Ф. Разрез Лахандинской скважины. - В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, с.208-212.

11. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский стратотип Рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

12. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.2, М.: Изд-во АН СССР, 1960. 573 с.

13. Ярмолюк В.А. Геологическое описание. Малгинская свита. В кн.: Геология СССР, Т.19. Хабаровский край и Амурская область. Ч.1, М.: Недра, 1966, с.319-322.

С.Ф.Бахтуров

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В БИТУМИНОЗНЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ ТИННОВСКОЙ СВИТЫ ПЕРИФЕРИИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

На территории Сибирской платформы и прилегающих районов широко распространены карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные толщи, обогащенные органическим веществом. Одной из них является тинновская свита, выходы которой узкой лентой (шириной 10-40 км) опоясывают внешний приплатформенный край Патомской дуги от среднего течения р.Чай вдоль бассейна Мал.Чуи, через ниж-

ную часть долины Бол.Патома до р.Лены, между устьями рек Джербн и Мал.Патома. В области Уринского антиклинория простираение поло-
сы выходов меняется на южное. В этом направлении она прослежива-
ется в нижнем течении р.Жуи и в долине р.Чары. Тинновская свита,
что хорошо видно из её наиболее полного разреза, вскрывающегося
на р.Лене выше с.Нохтуйска [4,II,15], подразделяется на две не-
равные по мощности части. Нижняя, мощностью 110-130 м, представ-
лена тонкоплитчатыми, тонкослоистыми породами с характерными
сланцеватыми чёрными антрацитовидными крупнокристаллическими из-
вестняками и аргиллитами, которые образуют отдельные пачки мощ-
ностью от 5-10 до 60 м [I,10]. Наблюдаются в составе нижней
части и пестроцветные породы: коричневато-бурые, зеленоватые, ли-
ловые алевролиты, доломиты, мергели, имеющие, как правило, тонко-
плитчатую отдельность и листоватую текстуру.

Верхняя часть разреза характеризуется относительной одно-
родностью, в основном известняковым составом слагающих её пород
и широким развитием карбонатных и кремнисто-карбонатных брекчий.
Мощность верхов тинновской свиты составляет 320-330 м. Такое
подразделение тинновской свиты на две части характерно и для
других её разрезов, и некоторые исследователи предлагают подраз-
делить толщу на две подсвиты [II,14]. М.А.Жарков и С.Ф.Бахтуров
[10] в объеме нижней подсвиты выделили одноимённую битуминозную
карбонатно-сланцевую формацию. Мощность тинновской свиты изменя-
ется от 200-250 (реки Мал.Чуя, Бол.Чуя, Витим, Ченча, Джелинда)
до 450-480 м (на р.Лене между селами Джерба - Нохтуйск [14,15]).
На всей площади распространения тинновская свита подстилается
мощной терригенной толщей, обособляемой многими исследователями
в жербинскую свиту или в формацию кварцевых песчаников [6,12], а
перекрывается пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями
нохтуйской свиты.

Возрастное положение тинновской свиты остаётся до сих пор
неясным. Некоторые исследователи считают её кембрийской [II,16,
17,18], но в последнее время большинство относит её к венду [4,
14,15].

В настоящее время имеется довольно обширная литература о
строении разрезов тинновской свиты, особенностях её состава, в
ряде работ приведены макро- и микроскопическая характеристи-
ки слагающих её пород. Вместе с тем, каких-либо данных по геохи-

мии отложений свиты, содержащую в породах органического вещества практически не имеется. Настоящая статья и посвящена выяснению этих вопросов.

Анализ литературных материалов и собственных наблюдений показывает, что породы, обогащенные органическим веществом, развиты главным образом в нижней части свиты. Здесь распространены: кристаллические известняки (в том числе алевритисто-песчанистые и глинистые), сильно глинистые известняки (известковые мергели), кристаллические доломиты, аргиллиты и алевролиты. В подчинённом количестве встречаются песчаники, микрокомковатые известняки, в виде небольших линзовидных тел - кремнистые породы [2].

Для анализа было взято несколько образцов мелко-, крупно-кристаллических и глинистых известняков из нижней части свиты (разрезы по р.Лене выше с.Нохтуйска, выше д.Тинной, р.Мал.Патом (приустьевая часть). В табл. I приведены величины концентраций

Таблица I

Распределение малых химических элементов
в породах тинновской формации (г/т)

Номер образца	Cu	Zn	Co	Ni	Mn	Cr	V	Pb
I	I	II,5	H.o.	3	972	7	H.o.	23
2	3	5	"-	3	743	H.o.	"-	20
3	3	5	"-	4	336	"-	"-	22
4	3	-	"-	4	336	"-	"-	25
5	2	4	"-	I	338	"-	"-	20
6	4	II	2	II	675	"-	48	18
7	I	55	H.o.	H.o.	567	"-	H.o.	20
8	I	10	"-	"-	459	"-	"-	25
9	I	28	"-	"-	608	"-	"-	25
10	8	9	3	7	946	Сл.	37	28
II	7	47	9	15	997	II	19	18
12	6	II	H.o.	7	729	H.o.	37	18

Примечание. I-10 - известняки мелко-крупнокристаллические; II - известняки скрытокристаллические; 12 - известняки глинистые; н.о. - не обнаружено; сл. - следы.

ряда малых элементов. Медь, цинк, кобальт, никель, марганец, ром, ванадий и свинец были определены атомно-абсорбционным анализом в лаборатории ядерно-геохимических методов исследования ИГиГ СО АН СССР.

Анализ органического углерода и нерастворимого остатка выполнен в лаборатории битуминологических исследований СНИИПТИМСа.

Как видно из табл. I, элементы, величины концентраций которых зависят от содержания органического вещества (медь, цинк, ванадий, никель), содержатся в очень небольших количествах, что хорошо согласуется с малыми величинами в породах глинистого вещества (табл. 2). В то же время, марганец концентрируется главным образом в карбонатах кальция и железа и содержится в известняках тинновской свиты в больших количествах. Небольшие концентрации органического углерода в породах свиты тоже можно объяснить ма-

Таблица 2

Содержание $C_{\text{орг.}}$ в известняках тинновской свиты
(в процентах на породу)

Номер образца	Нерастворимый остаток	$C_{\text{орг.}}$ на нерастворим. остаток	$C_{\text{орг.}}$ на породу
I	0,63	28,2	0,18
2	1,48	12,50	0,18
3	0,95	37,0	0,35
4	0,48	37,2	0,18
5	0,43	34,0	0,15
6	2,86	10,50	0,30
7	0,53	28,0	0,15
8	0,33	35,0	0,11
9	0,68	39,0	0,26
10	2,04	12,2	0,25
11	0,45	28,6	0,13
12	11,05	0,55	0,06

Примечание. I-10 - известняки мелко-крупнокристаллические; 11 - известняки скрытокристаллические; 12 - известняки глинистые.

лыми содержаниями в них глинистого вещества и их высокой карбонатностью. По данным других исследователей [3], концентрация органического углерода в породах тинновской свиты может достигать 3 %. Очевидно, для анализа были взяты более глинистые разновидности известняков.

В целом можно сказать, что тинновская свита довольно сильно отличается от других битуминозных толщ, таких как доманик Русской платформы [8], куонамская свита востока Сибирской платформы [13], баженовская свита Западной Сибири [5, 7, 9], по содержаниям малых элементов и уступает им в величинах концентраций органического вещества. Следует отметить, что результаты исследований носят предварительный характер и только дальнейшее изучение геохимических особенностей тинновской свиты, более полная отборка для анализов различных типов пород позволит выяснить действительную картину распределения микроэлементов в данной толще.

Литература

1. Бахтуров С.Ф. Битуминозные карбонатные породы тинновской свиты периферии Патомского нагорья. — Геол. и геофиз., 1981, №6, с.132–135.
2. Бахтуров С.Ф. Тинновская битуминозная карбонатно-сланцевая формация периферии Патомского нагорья. — В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с.63–92.
3. Бобров А.К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. Строение и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1964. 228 с.
4. Бобров А.К. Стратиграфия и палеогеография отложений верхнего докембрия Южной Якутии. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1979. 128 с.
5. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г. и др. Геохимия микроэлементов в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Геохимия платформ. и геосинклин. осадоч. пород и руд фанерозойского и протерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с.19–21.
6. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 279 с.

7. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности / Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И. М.: Недра, 1971. 251 с.

8. Гуляева Л.А., Завьялов В.А., Поделько Е.И. Геохимия доломитовых отложений Волго-Уральской области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 104 с.

9. Доманкиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1982. 138 с.

10. Жарков М.А., Бахтуров С.Ф. Палеозойские битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. - В кн.: Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука, 1982, с.103-115.

11. Жарков М.А., Чечель Э.И. Осадочные формации кембрия Ангара-Ленского прогиба. Новосибирск: Наука, 1973. 237 с.

12. Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.

13. Кембрий Сибирской платформы. М.: Недра, 1972. 198 с.

14. Колосов П.Н. Древние нефтегазоносные толщи юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 90 с.

15. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы / Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Икшин М.С., Бутаков Е.П. - М.: Наука, 1972. 356 с.

16. Руженцев С.В., Чжан-Бу-Чунь. О тектонике северных частей Патомского нагорья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 9, с.37-48.

17. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т.1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.

18. Чумаков Н.М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилейской впадины. - В кн.: Тектоника СССР. Т.4. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с.345-462.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫХ СЛАНЦЕВ
СОРНИНСКОЙ СВИТЫ

В Алтае-Саянской области широко развиты геоантиклинальные блоки, в которых в позднем докембрии (верхний рифей-венд) накапливались преимущественно карбонатные отложения, известные еще из работ А.Н.Чуракова [13] под названием енисейской свиты, позднее названной серией. К этому типу структур относится и Батеневский край, а также его южная часть — хребет Азыр-Тал, в пределах которых отложения енисейской серии расчленены на существенно известняковую биджинскую и существенно доломитовую мартюхинскую свиты [14]. Для последней весьма характерно обилие маломощных прослоев и линз силлиситов, иногда углеродистых, суммарная мощность которых обычно не превышает 10 % мощности свиты [14]. В южной части Батеневского края (хр. Азыр-Тал) отложения мартюхинской свиты развиты на крыльях крупной синклинальной структуры (40 км по длинной оси), ядро которой выполнено осадочно-вулканогенными отложениями фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия. Известна она в литературе под названием Коллергитской, Котурской или Кутень-Булукской. Здесь из состава мартюхинской свиты, в ее верхней части, непосредственно подстилающей нижнекембрийские отложения, выделена существенно сланцевая пачка мощностью 400–500 м под названием сорнинской свиты [2, 5, 10, 11], а по терминологии геологов Красноярского геологического объединения, — сорнинских слоев.

Для сорнинской свиты характерно присутствие в разрезе углеродисто-кремнистых сланцев, углеродистых и мергелистых полосчатых доломитов и серых известняков. К ним нередко приурочены фосфатоносные горизонты и пластовые залежи баритов. Отложения сорнинской свиты опробованы нами в пределах северного крыла Коллергитской синклинали по керну скважин колонкового бурения и в естественных разрезах. Часть каменного материала была любезно предоставлена геологами производственных организаций А.Г.Авчиновым, А.В.Колбасиным, С.И.Слепышевым. Необходимость детального геохимического изучения сланцев сорнинской свиты именно этого района была обусловлена одиночными разрозненными сведениями о повышенных содержаниях ванадия в углеродисто-кремнистых горизон-

тах, известных в разрезе свиты, фосфора и бария в перекрывающих их серых глинистых сланцах [1,5,14].

Геохимическое опробование осуществлялось пунктирными бороздами или сколковыми пробами и сопровождалось литолого-фациальным и петрографическим изучением опробуемых горизонтов.

Аналитические исследования выполнялись в Центральной аналитической лаборатории геологического объединения Мингео СССР (г.Новосибирск, под методическим руководством В.С.Яковчука, аналитики Л.П.Ильина, О.А.Чавкина, К.А.Козырева, Б.Ф.Массова, Л.М.Драй, Л.П.Хлебникова, Н.Г.Понетаева) и в лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитик Л.Н.Смертина). Количество проанализированных проб, их распределение по типам пород и способу опробования отражено в табл.1. Виды применявшихся анализов, характеристика их чувствительности и точности приведены в табл.2.

В описываемом районе наблюдается следующий разрез сорни-ских отложений. В основании залегают серые массивные известняки, сильно битуминозные, мощностью от 150 до 195 м. Выше залегает пачка мощностью около 30 м черных массивных, иногда брекчиевидных доломитов с желваками, просечками и бесформенными стяжениями черных, реже бурых кремней мощностью 10–15 мм. Иногда кремнистые стяжения имеют вид секущих прожилков, что, видимо, и породило у некоторых исследователей мнение о вторичном окварцевании доломитов. На них залегают углеродистые силицилиты (углеродисто-кремнистые сланцы). Макроскопически контакт силицилитов с черными доломитами выглядит резким, однако при петрографическом изучении устанавливается, что в основании горизонт силицилитов не чисто кремнистый, а на мощность 3–5 м от контакта с доломитами представлен тончайшим переслаиванием (субмикроскопическим) кремнистых и доломитовых слоев, обильно пигментированных органическим углеродом. Общая мощность кремнистого горизонта варьирует от 30 до 50 м. Кремнистый горизонт перекрывается полосчатыми, слоистыми, светло-серыми доломитовыми мергелями с пиритом мощностью 30–40 м, которые в естественных разрезах, при значительной степени выветривания, выглядят как желтовато-серые, существенно гидрослюдисто-хлоритовые сланцы (из таких разностей на 60–80 % удалена карбонатная составляющая, а пирит окислен). Серые мергелистые доломиты на расстоянии 30–40 м от кровли кремнистого горизонта сменяются полосчатыми породами, которые представляют собой пере-

Характеристика опробования

Номер выборки	П о р о д а	Кол-во проб	Вид опробования	Зона опробования
I	Черные углеродисто-кремнистые сланцы	59	Сколочные по керну	Ниже зоны гипергенеза
2	Серые полосчатые доломитовые мергели	24	—"	—"
3	Серые и черные известняки и доломиты	64	—"	—"
4	Черные кремнистые породы (силицилиты)	15	Пунктирные борозды	В зоне гипергенеза
5	Серые глинистые сланцы	11	—"	—"

Таблица 2

Характеристика методов анализа (элементы, г/г)

Вид анализа	C _{орг.} , %	Ba	Sr	Cr	V	Ni	Cu	Pb	Zn	As	Co	Mo	Ag	U	Th
Спектральный		200	200	10	10	3	10	3	20	20	2	2	C, I		
Люминесцентный (Лям.)														<u>0,5</u> 12	
Рентгеноспектральный (РСА)								<u>2</u> 21				<u>2</u> 25			<u>2</u> 22
Атомно-абсорбционный (АА)						<u>11</u>	<u>10</u>	<u>8</u>			<u>13</u>				
Химический	<u>0,1</u> 7											<u>50</u> 8			

Примечание. Цифры над чертой — порог чувствительности; под чертой — воспроизводимость в %.

слаивание серых глинистых доломитов и черных силицилитов с мощностью слоев от 1–2 до 5–10 мм. В естественных разрезах они имеют ярко контрастное окрашивание: доломитовые прослои от белых до ярко-оранжевых, кремнистые — черные, а в целом порода — ярко-полосчатая. Мощность горизонта 10–15 м. Выше залегают серые мергелистые доломиты со значительной примесью рассеянного барита, а местами с послойными и секущими залежами кристаллического барита. При выветривании этот горизонт приобретает разные оттенки желто-бурых тонов, часто ярко-оранжевого, на фоне которых прекрасно выделяются крупные серые кристаллы барита и мелкая его вкрапленность. Мощность баритоносного горизонта 15–20 м. Описан-

ные сланцы в некоторых разрезах фосфатоносны. Заканчивается разрез сорнинских слоев мощной пачкой светло-серых, массивных, слабо мраморизованных известняков (200–300 м), которые по данным А.Г.Арцинекова (устное сообщение) постепенно сменяются существенно туфогенными отложениями кутень-булукской свиты нижнего кембрия (на тех участках, где контакт между ними не осложнен дизъюнктивной тектоникой). Согласно залегание нижнекембрийских отложений в этом районе отмечается также Б.Г.Краевским [8].

В некоторых разрезах на том же стратиграфическом уровне появляется два, а иногда и три кремнистых горизонта, разделенные между собой серыми мергелистыми доломитами. Недостаточная изученность при отсутствии фаунистически охарактеризованных маркирующих горизонтов не позволяет однозначно ответить на вопрос, является ли это следствием фациальной изменчивости отложений или результатом наложения плейкативной и дизъюнктивной тектоники (сдвигание разреза). Достоверно откартирована синклиналь второго порядка (по отношению к Коллергитской синклинали) в центральной части северной полосы выходов сорнинской свиты, северное крыло которой запрокинуто на юг. Породы здесь имеют опрокинутое залегание, т.е. углеродисто-кремнистые сланцы залегают на серых полосчатых баритоносных доломитовых сланцах, с падением под углом $50-60^{\circ}$ на север.

Нами детально опробованы собственно углеродисто-кремнистые сланцы (силицилиты) и перекрывающие их серые полосчатые доломитовые мергели. Ниже приводится более детальное описание этих пород.

Углеродисто-кремнистые сланцы (углеродистые силицилиты) макроскопически массивные, плотные, очень крепкие черные породы. Иногда заметно брекчирование, отдельные горизонты имеют видимую четкую слоистость. Макроскопически контакты с подстилающими и перекрывающими породами выглядят резкими. Под микроскопом видно, что породы состоят из криптозернистого кремнезема, в отдельных линзовидных выделениях раскристаллизованного до мелкозернистого кварца, иногда отмечается халцедоновидный кварц. Углеродистое вещество рассеяно в породе в виде довольно равномерного пигмента, но часто наблюдаются субмикроскопические (доли мм) слойки, линзочки и червеобразные выделения, в той или иной степени обогатенные или наоборот лишенные углеродистой составляющей. Харак-

терно присутствие линзочек и прослоев карбонатного состава (доломитового), особенно в низах и верхах горизонта. В приконтактовой части карбонатная составляющая достигает 50 %, т.е. наблюдаются смешанные карбонатно-кремнистые образования с субмикроскопическим переслаиванием кремнистого и доломитового материала, интенсивно пигментированные углеродистым веществом и макроскопически неотличимые от силицилитов. Часто микрослоистость обусловлена чередованием кремнистых и глинисто-гидрослюдистых слоев, при этом характерны их причудливые извилистые очертания и микрооползни. Глинисто-гидрослюдистые прослои обычно интенсивно пигментированы углеродистым материалом и четко различаются лишь в шлифах, изготовленных из предварительно прокаленных пластинок.

Довольно широко распространены следы взламывания и перемывания слабоуплотненных илов в виде автокластических (аутигенных) обломков размерами от сантиметров (брекчий) до долей миллиметров (алевроитовые зерна). Часто наблюдаются обломки углеродисто-кремнистых пелитоморфных пород в более раскристаллизованных разностях или обломки четко микрослоистых силицилитов в массивных кремнистых породах. Отмечается разная степень пигментации обломков и цементирующего материала.

Содержание органического углерода в породах описываемого горизонта по аналитическим данным от 0,5 до 10–11 %, среднее около 2 %. В большинстве своем органическое вещество представлено мельчайшими чешуйками, не индивидуализированными в отраженном свете, лишь вдоль тектонических зон "притирания" и в зальбандах наложенных кальцитовых прожилков наблюдаются хорошо образованные чешуи графита. Органическое вещество из образцов, взятых вне зон локального динамотермального метаморфизма, легко выгорает при температуре 400–500°C в муфельной печи, в то время как в прожилках и зонах раскристаллизованный графит сохраняется и при 800°C. Это явление свидетельствует о том, что основная масса углеродистого вещества изучаемых пород не превращена в графит.

Не менее характерным компонентом углеродистых сланцев являются сульфиды железа. Отмечается три разновидности пирита: хорошо видимый макроскопически, в виде послойно расположенных метаморфогенного облика крупных зерен с неправильными ограничениями; прожилковый – в зальбандах кварцево-карбонатных прожилков или в

виде самостоятельных жилок и невидимый макроскопически, но очень широко развитый в породах первичный (синдиогенетический) глобулярный пирит. Глобулярный пирит либо образует струйчатые скопления одиночных глобулей размером в тысячные доли миллиметра, либо группируется в сферические образования размером от 0,1 до 0,1 мм. Часто шарики глобулярного пирита служат центральными частями сферических или продолговатой формы концентрических образований типа микроолитов (возможно, остатки микроорганизмов), у которых нарастающие на пирит оболочки слагаются либо чередующимся карбонатным и кремнистым материалом, либо существенно кремнистым или существенно карбонатным. Состав оболочек соответствует составу вмещающих пород. Иногда они образуют значительные скопления типа колоний. Скопления глобулярного пирита приурочены к слоям, наиболее насыщенным углеродистым материалом.

Метаморфогенные крупные выделения пирита, имеющие в отраженном свете петельчатое строение, как бы обволакивающие нерудные зерна, имеют переходные разности, где заметно их образование за счет концентрации и уплотнения скоплений глобулярного пирита. Микроспектральное изучение петельчатого пирита и скоплений глобулярного, выполненное С.И.Портнягиным в лаборатории спектральных методов анализа (руководимой Н.В.Арнаутовым) на лазерном микроанализаторе (JMA-1) фирмы К.Цейс, Йена, показало полную идентичность их состава.

В углеродистых породах очень редко обнаруживаются реликты и признаки вулканокластического (пеплового и литокристаллокластического) материала в виде рогулек, каплевидных и других причудливых выделений (выполненных криптозернистым кварцем), зерен таблитчатых очертаний с хорошими кристаллографическими ограничениями, также нацело замещенных кремнистым или карбонатным материалом или обломков пород с лейстовой структурой, также нацело замещенных. Лишь в одном шлифе удалось обнаружить реликты двойникованного плагиоклаза в упомянутых таблитчатых выделениях.

Серые мергелистые доломиты и доломитовые мергели — отчетливо слоистые породы. Макроскопически слоистость просматривается в виде чередования более темных и совершенно светлых полос, часто она подчеркивается прослоями или послойными прожилками кристаллического хорошо ограненного пирита, расположенного "в один слой". Размер выделений пирита от 0,5 до 2–3 мм. Микроскопичес-

кое изучение подтверждает совпадение полосчатости со слоистостью, обусловленной чередованием слоев в 1–2 мм мощностью, различного состава – существенно доломитовых, доломито-кальцитовых и доломито-кремнистых, с разным количеством примеси пелитоморфного глинистого (илистого) материала. Иногда в отдельных прослоях появляется та или иная доля пигментирующего углистого материала (до 1 % $C_{орг}$ по химическому анализу). Упомянутые выше послойные выделения кристаллического (кубического) пирита сопровождаются выделениями пластинчатого кварца, реже гидрослюда. Видимо, это раскристаллизованные кремнисто-железистые прослои. Глобулярный пирит для этих пород не характерен. Пелитовый глинистый материал почти неразличим под микроскопом, однако по данным определений количества нерастворимого остатка в породах, содержание его резко изменчиво – от первых процентов до 40–50 %.

Как и в кремнистых породах, в серых полосчатых доломитах нередко наблюдаются следы взламывания и перемывания осадков. Обычно встречаются обломки карбонатных пелитоморфных пород в более раскристаллизованных породах того же состава, иногда состав обломков и цементирующих пород несколько различен – обнаруживались обломки доломитов в известняковом субстрате (железистый кальцит).

Уровень регионального метаморфизма пород, судя по наличию нераскристаллизованного пелитоморфного карбонатного и глинистого материала, криптозернистого кремнезема и слабой карбонизации углеродистого материала, весьма низкий – самые начальные стадии фации зеленых сланцев.

Описываемые породы, особенно углеродисто-кремнистые разности, нередко вторично брекчированы и пронизаны сетью кальцитовых, кварцевых и смешанных кварцево-карбонатных прожилков от близко послойных до секущих. Различаются прожилки с размытыми контактами, чаще всего послойные и с довольно резкими контактами – типа выполнения трещин. Последние по форме разделяются на прямолинейные, преимущественно секущие, и извилистые остроугольные, типа выполнения стилолитовых швов (сутур). Последние всегда обогащены углеродистым материалом, часто преобразованным в чешуйчатый графит.

Широко развиты проявления локального динамометаморфизма в виде зеркал скольжения, зонк "притирания", которые нередко накладываются на стилолитовые швы, и микронадвигов.

Породы енисейской серии, включая сорнинские слои, прорываются серией даек от диабазов до трахиандезитов, которые развиты и в описываемом районе; севернее, в пределах Челпанской антиклинали, описываемые отложения прорываются гранитоидными интрузиями Карлыгановского и Культайгинского комплексов.

Следует подчеркнуть, что для литогеохимического опробования нами отбирался каменный материал по возможности вне зон влияния даек, локального динамометаморфизма и с минимально проявленным прожилкованием или метасоматическим окремнением.

Гипергенные изменения углеродисто-кремнистых пород выразились в значительном окислении ("выгорании") углеродистого вещества, частичном или полном окислении пирита, значительном выносе карбонатной составляющей и щелочей. Такие породы превращены в сливной кварцит. Макроскопически осветление пород незначительно, лимонитизация преобладает по трещинам, но в разностях с крупнозернистым пиритом отмечаются псевдоморфозы лимонита по пириту или пустоты выщелачивания пирита. Характер и степень изменения углеродисто-кремнистых пород устанавливается лишь под микроскопом.

Серые, полосчатые, мергелистые доломиты в гипергенных условиях превращаются в желтовато-буровато-серые, существенно глинистые (гидрослюдистые) породы. Степень изменения их резко варьирует от слабо лимонитизированных, слабо выщелоченных желтовато-серых пород со значительной долей карбонатной составляющей, до ржаво-бурых пористых существенно глинистых пород, полностью лишенных сульфидов и карбонатного материала. Окисление и выщелачивание начинается по трещинам отдельности и часто на свежем изломе видны овальной формы плотные серые участки в центральной части образца, окруженные рыхлым пористым лимонитизированным материалом. Это реликты первичных мергелей в оболочке гипергенно-измененных пород. Установлено, что в первую очередь выщелачивался кальцит, так как в гипергенно-измененных карбонатных породах карбонатная составляющая представлена в основном доломитом и новообразованным анкеритом.

Нами была предпринята попытка определить фоновые концентрации рассеянных элементов в углеродисто-кремнистых сланцах, а также во вмещающих их карбонатных породах. Известно, что так называемые "черные сланцы", к которым относятся, в частности, и

углеродисто-кремнистые породы, во многих районах мира сингенетично обогащены целым рядом редких, рассеянных и радиоактивных элементов – ванадием, молибденом, медью, никелем, ураном, иногда цинком, свинцом, нередко фосфором, известны черные сланцы, обогащенные золотом или серебром. Сингенетичность повышенных против кларка земной коры концентраций рассеянных элементов в древних метаморфизованных углеродистых сланцах доказывается методом аналогии с современными органогенными осадками Черного моря и древними неметаморфизованными сланцами платформенных областей (Швеция, Эстония). Считают, что черные сланцы при различных наложенных эпигенетических процессах (как эндогенных, так и экзогенных) могли являться источниками металлов для формирования рудных месторождений. С другой стороны, при современном развитии технологических процессов извлечение ряда металлов непосредственно из сланцев – дело не такого уже далекого будущего. В этом плане изучение геохимического спектра углеродисто-кремнистых сланцев имеет не только чисто теоретическое, но и практическое значение.

Сопоставление средних содержаний рассеянных элементов в первичных породах, опробованных по скважинам колонкового бурения ниже зоны окисления, с кларками этих элементов в литосфере по А.П.Виноградову, [3], и средними содержаниями в аналогичных типах пород приведено в табл.3. Из нее видно, что в описываемых углеродисто-кремнистых сланцах по отношению к кларкам концентрируются такие элементы, как ванадий (7 раз), никель (5 раз), медь (3,5 раза), цинк (6 раз), мышьяк (29 раз), серебро (2 порядка), молибден (160 раз), уран (7,6 раза), органический углерод (2 порядка) и хром (3 раза), близко к кларковому содержание бария, стронция и свинца (в пределах точности анализа). Заметно ниже кларковых содержания тория (в 4 раза) и кобальта (в 4,5 раза). Что касается сопоставления средних содержаний элементов в углеродисто-кремнистых сланцах верхов мартьяхинской свиты с имеющимися данными о содержаниях некоторых элементов во фтанитах Тянь-Шаньской складчатой системы (К.Е.Калмурзаев [7], В.Н.Холодов [12]), то можно отметить, что они близки к средним содержаниям элементов в наименее углеродистых разностях [12], которые и приведены в нашей таблице. В то же время обращает на себя внимание резко повышенное, даже для фтанитов, содержание молибдена (4 раза), которое сопоставимо с его содержанием в углеродисто-крем-

Таблица 3

Геохимическая характеристика отложений сорнинской свиты

№ выбо- рок	Средние содержания элементов по видам анализов														Лом, г/т U			РСА, г/т Th		Th/U	Примечание
	C _{орг.} , %	спектральный, г/т																			
		Ba	Sr	Cr	V	Ni	Cu	Pb	Zn	As	Co	Mo	Ag								
1	2,14 70	800	200	90 104	600 127	290 136	160 102	30 100	500 116	50 206	7 150	160 178	0,4	19 67	3 163		0,16	Верхняя строка - со- держание, нижняя - коэффициент вариации			
2	0,24 75	900* 94	400	20 13	80 101	60 66	50 97	20 83	100 113	20	6	20 163	0,1	3,2 80	6 76		1,88				
3	0,10	1400 120	900 105	10	20 38	10	20 48	10	20	20	2	4 195	0,01	2 54	1 93		0,5	"-			
4	0,16	200	200	44 40	200 43	20 76	30 25	10 64	30 59	20	3 73	20 73	0,3 78	4 51	1		0,1				
5	0,10	**	200	160 285	310 187	30 66	60 110	22 63	130 146	20	2	16 109	0,1	9 119	9 96		1	"-			
	0,023	650 560	340 300	83 90	90 130	58 70	47 50	16 20	83 95	1,7 13	18 19	1 3	0,07 0,07	2,5 3,7	2,5 12		13		Кларки литосферы по А.П.Виноградову, [3] Кларки глин по К.Ту- рекиану и К.Веденопо- лу [3]		
		10 340	610	10	20 600	20 170	4	8	2	1	0,1	0,5 40	0,07 -	2,2 25	1,7 2			Кларки карбонатов во фтанитах Тянь-Шан- я по К.Е.Калмурзае- ву [7] Средние содержания в баженовитах (В.М.Гав- шин и др.)			
	7,58	2264		78	539	291	132		678	45	23	122	0,39	35,7	6,3				Средние содержания в баженовитах (В.М.Гав- шин и др.)		

* Исключены углеродные содержания (6 проб), ** Содержания от 0,1 до 4 %. Коэффициент вариации не определялся для распределения Ba, Sr, вследствие их крайней неравномерности, а также для элементов, содержания которых ниже порога чувствительности или близки к нему.

нистых сланцах западной и центральной частей Туркестано-алайского и Кызылкумского регионов (0,020-0,025) [7].

Содержания рассеянных элементов в углеродисто-кремнистых сланцах сорнинской свиты изученного района очень близки к их средним содержаниям в неметаморфизованных углеродистых аргиллитах широкого возраста из отложений чехла Западно-Сибирской плиты, так называемым баженовитам [4]. Особенно близки средние содержания хрома, ванадия, никеля, меди, мышьяка, молибдена и серебра, несколько ниже в сорнинских сланцах содержания цинка, заметно меньше тория и урана (в 2 раза), кобальта и бария (в 3 раза) и особенно органического углерода (в 4 раза). Второе отличие древних сланцев — очень большая дисперсия содержаний всех элементов (см. табл.2). в то время как для баженовитов характерна очень незначительная величина дисперсии содержаний всех элементов. На наш взгляд, более низкие содержания $C_{орг.}$ и высокая дисперсия содержаний рассеянных элементов обусловлены тем, что в процессе регионального метаморфизма и разных проявлений локального метаморфизма (контактный, динамотермальный) первичные прочные связи большей части элементов с органикой, существовавшие в период седиментогенеза, оказались нарушенными. Это привело к частичному "выгоранию" или миграции органического вещества, возможно, к частичному выносу урана и значительному перераспределению большей части рассеянных элементов.

Содержания редких и рассеянных элементов в серых полосчатых доломитовых мергелях и кремнисто-карбонатно-глинистых сланцах (малоуглеродистых) близки к кларкам в литосфере (по А.П.Виноградову [3]) и кларкам в глинах (по К.Турекиану и К.Ведеполю [3]). Полностью идентичны кларковым содержания органического углерода, урана, ванадия, никеля, меди, свинца, серебра; практически равнозначны кларковым также содержания стронция, цинка и мышьяка. В два раза ниже кларкового содержание тория, в три раза — кобальта и в четыре — хрома. На порядок выше, чем в литосфере, и в 6 раз выше, чем кларк глин, среднее содержание молибдена. Во избежание сомнений в правильности данных по молибдену, следует упомянуть, что результаты получены с применением трех количественных методов анализов — рентгеноспектрального, атомно-абсорбционного (табл.4) и химического (последний выборочно для проб с содержанием 0,005 %), результаты сопоставления средних содержаний по всем методам приведены в табл.5.

Характеристика углеродисто-кремнистых сланцев
по данным атомно-абсорбционного анализа, г/т

C _{opr} , %	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Mo	V	Mn	U, г/т	
2,71	243	270	-	410	368	83	1931	86	16,5	
1,53	102	146	3,8	197	133	43	739	76	10,0	
1,87	92	337	5,6	240	104	44	682	45	20,5	
1,28	112	188	4,8	211	209	34	715	79	12,2	
3,90	48	29	2,5	97	31	34	352	39	10,0	
1,64	64	348	16	322	56	22	352	110	28,5	
2,24	44	48	4,9	194	87	25	454	85	14,0	
0,85	210	1303	13	759	263	249	1443	112	17,0	
3,42	117	192	2,7	121	161	41	591	50	8,3	
1,85	480	1200	27	682	595	143	3037	130	22,0	
5,90	398	617	21	685	204	235	3981	121	25,5	
4,40	366	559	21	610	403	216	3711	124	22,5	
3,34	248	394	14	450	178	141	1957	95		
7,42	84	135	8,6	165	47	41	261	80	13,5	
8,80	510	561	12	464	199	200	2234	57	31,0	
6,41	207	414	22	709	224	242	4251	123	45,0	
4,99	171	433	10	350	161	42	1034	60	28,0	
4,08	39	253	9	330	823	61	1261	458	42,5	
1,33	65	127	3	160	110	15	398	88	4,5	
2,07	100	410	6	181	204	40	523	130	6,4	
4,88	380	1576	26	980	900	-	3306	66	25,0	
4,18	57	166	5,7	175	102	61	602	37	12,4	
3,29	57	188	7,6	227	86	50	909	85	13,0	
2,71	41	162	5,4	234	117	41	420	86	10,6	
2,13	104	112	5,6	105	82	41	386	155	8,2	
5,29	205	410	20	550	246	197	2969	136	-	
5,05	123	225	20	493	191	170	2632	139	-	
C _{ср.}	3,52	166	379	10,7	368	224	92,6	1484	106	18,5
v%	56	83	99	71	63	95	85	86	75	58

Примечание. $C_{\text{ср.}}$ - среднее содержание; $V\%$ - коэффициент вариации; U - по данным люминесцентного анализа.

Сопоставление статистических оценок содержаний рассеянных элементов
по двум видам анализов

Пара- метры	С _{орг., % хим.}	U, г/т лкм.	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Mo	V	Mn	Примечание
С	3,62	18,5	166	379	10,7	368	224	93	1484	106	Атомно- абсорбционный анализ
v %	56	58	83	99	71	63	95	85	86	75	
n	27	27	29	29	27	29	29	28	29	29	
С	3,62	18,5	199	583	8,7	364	-	230	896	-	Приближенный спектральный анализ
v %	56	58	111	131	94	140	-	178	116	-	
n	27	27	27	27	27	27	-	27	27	-	
С	2,14	19	160	500	7	290	90	160	600	-	"
v %	70	67	102	116	160	136	104	178	127	-	
n	36	59	59	59	59	59	43	59	59	-	

Примечание. С - среднее содержание; v % - коэффициент вариации; n - количество проб.

Отдельно следует остановиться на определении среднего содержания бария. Если из общей выборки (24 пробы) исключить пробы с ураганым содержанием бария, то среднее содержание в оставшихся 18 пробах лишь в 2 раза выше кларкового, если же в расчет включить все пробы, среднее содержание бария выше кларкового в 20 раз. Не случайно в породах этого горизонта обнаружены крупные залежи барита.

Содержания элементов в известняках и доломитах, вмещающих сланцевый горизонт, целесообразно сопоставить с кларками элементов в карбонатных породах (по К.Турекиану и К.Ведеполу [3]). Как видно из табл.3, в карбонатах близки к кларковым содержания урана, тория, ванадия; содержания хрома, никеля, кобальта, свинца, цинка, мышьяка и серебра ниже порога чувствительности спектрального анализа и поэтому не могут быть сопоставлены с кларками. Несколько выше кларкового (видимо, за счет преобладания доломитов) содержание стронция и на два порядка выше - бария. Необходимо отметить, что среднее содержание бария в карбонатных вмещающих породах, количество проанализированных проб которых достаточно велико (64), оказалось выше, чем в углеродисто-кремнистых и даже в серых баритоносных сланцах (без ураганных проб). По-видимому, рассеянное повышенное содержание бария в карбонат-

ных породах служил источником формирования эпигенетических са-
ритовых залежей. Содержание молибдена несколько выше, чем опре-
делено для среднестатистических карбонатных пород и соответствует
среднему для глин. Видимо, для описываемого района характерная
общая зараженность пород разреза молибденом и оарием.

Выполненное литолого-геохимическое изучение сорнянских от-
ложений с детальным петрографическим изучением образцов, резуль-
таты которых изложены выше, позволяет сделать некоторые выводы о
условиях осадконакопления в период их формирования. Отложение
осадков происходило в морском бассейне нормальной или несколько
повышенной солености, о чем свидетельствует присутствие в разре-
зе пелитоморфных доломитов, которые формировались, по Н.М. Страхо-
ву [9], скорее всего хемогенным путем в бассейнах с повышенной
соленостью. Периодически происходила сапка аутигенного кремнезе-
ма, причем периоды карбонатного и кремнистого осадконакопления
постепенно сменялись периодами отложения сложно и тонкопереслаи-
вающегося материала. Частично облик пород изменялся в процессе
диагенеза и катагенеза, но несомненное первичное чередование
кремнистого и карбонатного осадконакопления доказывается присут-
ствием оолитоподобных концентрических образований с чередующими-
ся по составу "оболочками". Формирование пород подобного состава
и облика, представляющих тонкое переслаивание карбонатных и
кремнистых осадков в рифейских отложениях обрамления Сибирской
платформы, как следствие подводной гидротермальной деятельности
синхронной осадконакоплению, обосновано Ю.П. Казанским [6]. Мы
считаем, что подосные процессы были широко развиты в позднем до-
кембрии и на описываемой нами территории. Предположение о гидро-
термальном сингенетическом источнике кремнезема для формирования
кремнистых горизонтов мартухинской свиты неоднократно высказыва-
лось ранее В.М. Ярошевичем [1, 14]. Воды бассейна были насыщены
микроорганизмами, причем периоды расцвета фитопланктона и его
массового захоронения совпадали по времени с периодами поступле-
ния в бассейн гидротерм кремнисто-железистого состава, связанных
с проявлением вулканической активности в соседних областях, о
чем свидетельствует присутствие в осадках реликтов вулканогла-
стического материала. В донных илах постоянно, а периодически и
в наддонных водах, существовала восстановительная обстановка, чем
объясняется сероцветная окраска всех без исключения отложений.

рифей-вендского возраста. В период отложения собственно углеродисто-кремнистых осадков обильно накапливавшаяся органика и формировавшиеся в резко-восстановительной обстановке коломорфные образования сульфидов железа способствовали накоплению повышенных против кларка литосферы концентраций ванадия, молибдена, меди, цинка, серебра, урана, никеля, мышьяка и хрома. Как отмечено выше, в результате метаморфизма первичные связи элементов в породах в значительной степени нарушены, поэтому в настоящее время не представляется возможным определить достоверно, какие из элементов ассоциировали с органикой, с глинистым материалом и какие захватывались при кристаллизации сульфидов железа. Такие исследования лучше выполнять на примере неметаморфизованных углеродистых отложений типа баженовитов [4].

Повышенному накоплению микроэлементов способствовало палеогеографическое положение бассейна осадконакопления: значительное удаление от береговой линии, крайне замедленное поступление терригенного материала. В то же время обилие аутигенных брекчий, оползневых текстур, следов взламывания и перемывания слабоуплотненных илов, оолитоподобных образований свидетельствует о неспокойном тектоническом режиме, периодическом выведении осадков в область действия волн или подводных течений, что приводило к поступлению новых водных масс и улучшению условий сорбции элементов осадками из наддонных вод.

Содержание редких и рассеянных элементов в углеродисто-кремнистых сланцах и вмещающих их породах, опробованных в зоне гипергенеза (естественные разрезы), отражено в табл.3. Сопоставление средних содержаний в неизмененных породах и их гипергенно измененных аналогах показывает, что в приповерхностной зоне из углеродисто-кремнистых сланцев вынесены такие элементы, как органический углерод (95 %), уран (79 %), ванадий (60 %), никель (93 %), медь (85 %), цинк (94 %), молибден (88 %), а также барий, стронций, торий, кобальт, мышьяк и даже свинец, содержание которых в выветрелых породах заметно ниже порога чувствительности, поэтому оценить хотя бы приблизительно степень их выноса не представляется возможным. Установлено, что в то же время из пород выносятся все карбонаты, щелочи, глинистый материал и остается мономинеральная криптозернистая кварцевая порода.

В противоположность углеродисто-кремнистым сланцам, серые

полосчатые доломитовые мергели (глинисто-кремнисто-карбонатные сланцы) при выветривании имеют тенденцию к обогащению некоторыми элементами, большинство же рассеянных элементов сохраняется в них на том же уровне концентраций, что и в неизмененных породах. Увеличиваются концентрации урана (в 3 раза), тория (в 2 раза), ванадия (в 4 раза), несколько уменьшается содержание никеля (в 2 раза), содержание остальных элементов не меняется. Это явление, видимо, объясняется тем, что полосчатые карбонатно-глинистые породы при выветривании превращаются в глинистые сланцы, практически полностью (или весьма значительно) лишенные карбонатной составляющей. Вместе с глинистым материалом (гидрослюдами), видимо, накапливаются такие элементы, как ванадий и уран, незначительное повышение содержания тория можно объяснить относительным увеличением количества акцессорных минералов в нерастворимом остатке (в гипергенно измененных породах).

Выполненное на большом фактическом материале геохимическое изучение отложений сорнинской свиты позволяет сделать вывод о значительном сингенетическом обогащении горизонта углеродисто-кремнистых сланцев молибденом, ванадием, цинком и никелем, а также об общей зараженности всех отложений разреза барием и молибденом. При гипергенных процессах в определенных условиях происходит окисление пирита и органики углеродисто-кремнистых сланцев, которое сопровождается значительным выносом всех рассеянных элементов (молибден, ванадий, никель, цинк, медь, уран и др.). В серых карбонатно-глинистых сланцах в этих же условиях происходит накопление глинисто-гидрослюдистого субстрата и некоторое обогащение рассеянными элементами (ванадий, уран, никель, цинк), возможно, эти же процессы приводят к концентрации бария.

Литература

1. Бровков Г.Н., Балицкий Д.К., Бучарская Г.С., Ярошевич В.М. Литология и сингенетичная металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Красноярск: Кн. изд-во, 1970, с.36-43, 125-126.

2. Винизман М.К. и др. Схема расчленения докембрийских и

кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая. — В кн.: Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1964, с.34-49.

3. Гаврусевич Б.А. Основы общей геохимии. М.: Недра, 1968, с.207-208.

4. Гавлин В.М., Бобров В.А., Пархоменко В.С., Смертина Л.А. Геохимические связи радиоактивных элементов в фанерозойских осадочных толщах Сибири. — В кн.: Геохимия золота, редких и радиоактивных элементов. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.113-122.

5. Гинцингер А.Б., Винкман М.К. и др. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск: кн. изд-во, 1969, с.81-86.

6. Казанский Ю.П., Донцова Е.И. О генезисе конседиментационных кварцевых и халцедонных тел по данным изотопного состава кислорода. Геохимия, 1975, № 11. 17 с.

7. Калмурзаев К.Е., Детыненко Л.А. О корреляционных связях химических элементов в породах черных сланцев. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.2. М.: Наука, с.62-67.

8. Краевский Б.Г., Шипицын В.А. Строение докембрийского разреза хребта Азыр-Тал. — Геол. и геофиз., 1981, № 10, с.137-142.

9. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.Ш. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с.85-137.

10. Томашпольская В.Д. К стратиграфии Батеневского кряжа. — В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири, вып.63. Томск, 1962, с.56-65.

11. Томашпольская В.Д. К вопросу о параллелизации докембрийских отложений Батеневского кряжа и хребта Азыр-Тала. — В кн.: Геология. Материалы конференции, посвященной 75-летию ТПИ. Томск, Изд-во ун-та, 1973, с.29-30.

12. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1963, с.28-45, 164-165.

13. Чураков А.Н. Кузнецкий Алатау. История геологического развития и его геохимические эпохи. М.: Изд-во АН СССР, 1932. 51 с.

14. Ярошевич В.М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна р. Белый Июс. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962, с.35-41.

С.М.Жмодик, А.Г.Миронов, С.Т.Шестель,
Н.М.Меланина, Н.А.Немировская, С.В.Вратковская,
Н.С.Карманов

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Вопросы металлоносности, геохимических особенностей, условий образования углеродистых отложений освещены в многочисленных публикациях [6,7,15,16,22]. Однако до настоящего времени не существует единого мнения о рудогенерирующих признаках черных сланцев и критериях их выделения [1,5,12,20]. Одни исследователи рассматривают черные сланцы как геохимический барьер, на котором происходило рудоотложение. Другие считают, что повышенный геохимический фон является необходимым и достаточным условием для формирования месторождений. М.И.Воин [3] в результате обобщения материалов по геолого-геохимическим особенностям золоторудной минерализации в черносланцевых толщах приходит к выводу о том, что "определяющие фактическую ценность месторождений наиболее богатые руды формировались именно в гидротермальных условиях". К настоящему времени следует признать, что в пределах многих металлогенических провинций существует пространственная связь месторождений урана, золота и других элементов с площадями распространения черных сланцев.

В данной работе представлены результаты исследования распределения редких, радиоактивных элементов и золота в углеродистых отложениях юго-восточной части Восточного Саяна - района, наименее изученного в этом отношении. Аналитической основой послужили многочисленные гамма-спектрометрические (уран, торий, калий), химико-спектральные (золото), спектральные (свинец, молибден, олово, никель, кобальт и др.), атомно-абсорбционные (серебро), нейтронно-активационные, радиографические, силикатные и битуминологические анализы. Статистическая обработка обширной информации осуществлялась по комплексу программ многомерной статистики. В связи с большим числом исходных параметров, кроме вычисления коэффициентов парной корреляции между элементами, была использована R-модификация факторного анализа.

Геологическое строение рассматриваемой площади весьма сложное. Достаточно сказать, что до настоящего времени нет единой

стратиграфической схемы региона и в данный момент происходит пересмотр взаимоотношений и возраста отложений отдельных толщ.

Изученные углеродистые отложения относятся к вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатной и терригенно-углеродисто-глинистой формациям.

Породы углеродисто-кремнисто-карбонатной формации распространены в виде желваков, лпнз, горизонтов, пачек (мощностью от 5-10 см до 150-200 м) углеродистых кремней, углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев среди карбонатных отложений ордовик-силурийского возраста (O_2-S_2 abn) дабанжагинской и нижних горизонтов окинской свит (S_2 -Dok). В петрографическом составе преобладают криптозернистый кварц, графитистое вещество; значительно в меньшей мере присутствуют серицит, пирит, эпидот, гранат, андалузит, наличие которых отражает, по-видимому, неравномерность метаморфизма. В химическом отношении для углеродистых образований характерны высокая кремнеземистость и умеренная для глинистых разновидностей глиноземистость и калие-вость, причем калий в большинстве случаев преобладает над натрием. Среднее содержание органического углерода, представленного керогеном, графитом или графитом, умеренное (в кремнях - 0,8%, в сланцах - 1,5-2,0 %), однако повышается в отдельных горизонтах до 19 %. Наличие кремнисто-глинистых, кремнисто-туфовых, туфитовых сланцев с пирокластическим материалом преимущественно кислого состава, залегающих среди углеродисто-кремнистых осадков, свидетельствует о том, что формация связана с вулканизмом, обусловившим появление значительных количеств свободной кремнекислоты. Формирование отложений происходило в условиях, характеризующихся сравнительно стабильным тектоническим режимом, с преобладанием карбонатного типа осадконакопления и слабым проявлением эффузивной деятельности.

Углеродсодержащие отложения второго уровня относятся к терригенно-углеродисто-глинистой формации [6] и выделяются в составе ильчирской и монгошинской свит, которые ассоциируют с офиолитами и, вероятно, входят в состав олистостром. Углеродистые образования представлены мощными пачками сланцевого, реже песчано-сланцевого состава, переходящими в "мусорные" флишеидные толщи с обломками, глыбами темно-серых мраморизованных известняков, серых кремней и углеродисто-кремнистых сланцев, аналогичных обра-

зованиям дабанжалгинской свиты. По мере приближения к телам гипербазитов, углеродистые породы приобретают обломочную текстуру и постепенно сменяются зеленоватыми оталькованными сланцами, переходящими в меланжированные образования в приконтактовых частях массива основных и ультраосновных пород. Возможно, формационный тип данных углеродистых отложений является самостоятельным, так как они обладают своеобразными геолого-структурными и геохимическими особенностями. О таком типе сланцев, ассоциирующих с офиолитами и олистостромами, только в последнее время появились работы [14], хотя очевидно, что черные сланцы в ассоциации с офиолитовыми комплексами и покровными структурами широко распространены, в частности на Тянь-Шане [14, 17] и в Рудном Алтае [11]. Делать какие-либо выводы о возрасте углеродистых отложений этого типа очень сложно, можно предполагать аллохтонный характер этих пород, в ряде случаев фациально замещающихся темно-серыми алевропесчаниками и являющихся, по-видимому, цементирующим материалом карбонатных, кварцевых и диабазовых олистолитов или же залегающих в виде монотонной толщи под гипербазитами и базитами.

Углеродистые породы данного формационного типа представлены прежде всего углеродисто-глинистыми сланцами, а также углеродисто-кремнисто-глинистыми, углеродисто-карбонатно-глинистыми сланцами и алевропесчаниками. Минеральный состав углеродисто-глинистых, углеродисто-кремнисто-глинистых разновидностей представлен кварцем, серицитом, хлоритом, углеродистым веществом и рудным минералом (пирит, пирротин, в отдельных горизонтах - ильменит). В карбонатных разновидностях имеется кальцит. Алевропесчаники представлены главным образом кварц-карбонатными сульфидизированными разновидностями. Для пород характерна умеренная кремнеземистость (50-65 %) и глиноземистость (10-15 %, максимальное содержание Al_2O_3 - 27,11 %). Обращает на себя внимание повышенная калиевоcть углеродисто-глинистых и углеродисто-глинисто-карбонатных сланцев, причем во всех без исключения пробах отношение Na_2O/K_2O значительно меньше 1 (среднее равно 0,1).

Реконструкция первичного состава углеродистых отложений с использованием диаграмм sak и akm , разработанных В.К. Головенком [8], указывает на преимущественно гидрослюдистый состав глинистой составляющей пород терригенно-углеродисто-глинистой формации и монтмориллонит-гидрослюдистый - для образований вулканогенно-

углеродисто-кремнисто-карбонатной формации. На изученной площади устанавливается проявление регионального метаморфизма зеленосланцевой фации и контактового - в связи с воздействием интрузий кислого и щелочного состава на углеродсодержащие породы. Углеродисто-глинистые отложения в условиях регионального метаморфизма низкой ступени зеленосланцевой фации преобразуются в хлорит-серицитсодержащие тонкокристаллические сланцы. В кремнистых породах наблюдается перекристаллизация мелкодисперсного кремнезема в кварц. Влияние интрузий приводит к проявлению контактового метаморфизма мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фации [10] с появлением следующих минералов и ассоциаций: биотит+мусковит + кварц+кордиерит+андалузит; тремолит+кальцит+диопсид; альмандин.

Изучение распределения урана, тория и калия в черносланцевых толщах юго-восточной части Восточного Саяна позволяет выделить шесть радиогеохимических типов углеродсодержащих сланцев (табл. I).

- I - с нормальными содержаниями урана (3,5-5,0 г/т), тория (10-12 г/т и высокими калия (4-5 %);
- II - с повышенными (на кларковом уровне), концентрациями урана (8,9-10,9 г/т), калия (3,4-5,6 %) и нормальными - тория;
- III - с низкими или нормальными количествами всех трех радиоактивных элементов;
- IV - с повышенными содержаниями урана (10-35 г/т), низкими - тория (1,5-1,7 г/т) и калия (0,3-1,0 %);
- V - с повышенными концентрациями урана (10-20 г/т), нормальными - тория (6-10 г/т) и калия (1,5-3,0 %);
- VI - с повышенными содержаниями урана (10-30 г/т), нормальными - тория и низкими калия.

Первые три радиогеохимических типа установлены для отложений терригенно-углеродисто-глинистой формации; IV-VI типы характерны для пород вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатной формации.

В целом породы выделенных типов терригенно-углеродисто-глинистой формации характеризуются следующими геохимическими особенностями. Максимальные концентрации урана, тория и калия, при торий-урановом отношении, близком к I, устанавливаются в углеродисто-кремнисто-глинистых, углеродисто-глинистых сланцах II типа (см. табл. I). Минимальные содержания этих элементов фиксируются

Таблица I

Содержания и коэффициенты концентрации микроэлементов
в черносланцевых толщах юго-восточной части Восточного Саяна

Радиогеохимические типы сланцев	Кол-во	Au	C _{орг.}	K	U	Th	Pb	Mo	Sn	Ag	Ni	Co	Cu	W	Zr	Nb	Th/U
ТЕРРИТЕННО-ГЛИНИСТО-УГЛЕРОДИСТАЯ ФОРМАЦИЯ																	
I	286	<u>24.7</u> 10хм	1,3	<u>4.0</u> 1,5	<u>3.2</u> 0,9	<u>10.2</u> 0,85	<u>13.0</u> 0,65	<u>5.8</u> 2,2	<u>3.0</u> 0,5	<u>0.6</u> 8,6	<u>66.8</u> 1,0	<u>24.6</u> 1,3	<u>634.0</u> 14,1	<u>215.8</u> 1,7	<u>316.2</u> 2,0	<u>25.9</u> 2,4	3,2
II	85	<u>9.7</u> 1хм	4,2	<u>4.5</u> 1,7	<u>10.2</u> 2,8	<u>11.6</u> 1,0	<u>16.8</u> 0,8	<u>20.9</u> 8,0	<u>3.1</u> 0,5	<u>0.9</u> 12,9	<u>38.3</u> 0,6	<u>7.1</u> 0,4	<u>45.0</u> 1,0				1,1
III	67	<u>3.7</u> 1хн	0,7	<u>1.3</u> 0,5	<u>2.4</u> 0,7	<u>6.4</u> 0,5	<u>13.6</u> 0,7	<u>6.3</u> 2,4	<u>5.8</u> 1,0	<u>0.6</u> 8,6	<u>126.0</u> 1,9	<u>21.7</u> 1,1	<u>104.2</u> 2,3	<u>150.0</u> 1,2	<u>200.0</u> 1,3	<u>25.0</u> 2,3	2,7
Кремни серые	19			0,3	1,1	3,2		2,7	2,0	0,2	20,1	6,4		36,4	83,7	14,5	2,7
ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНО-УГЛЕРОДИСТАЯ ФОРМАЦИЯ																	
IV	75	<u>23.6</u> 10хм	1,4	<u>0.7</u> 0,25	<u>30.0</u> 8,1	<u>3.2</u> 0,3	<u>14.6</u> 0,7	<u>104.8</u> 40,3	<u>3.2</u> 0,5	<u>2.6</u> 37,1	<u>61.0</u> 0,9	<u>3.8</u> 0,2	<u>132.0</u> 3,0				0,1
V	113	<u>25.4</u> 10хм	3,6	<u>1.7</u> 0,6	<u>24.2</u> 6,5	<u>8.6</u> 0,7	<u>17.6</u> 0,9	<u>302.0</u> 116,2	<u>3.9</u> 0,65	<u>5.0</u> 71,4	<u>118.0</u> 1,7	<u>23.0</u> 1,2	<u>118.0</u> 2,6				0,4
VI	213	<u>42.2</u> 10хм	2,2	<u>0.6</u> 0,2	<u>18.6</u> 5,0	<u>9.0</u> 0,75	<u>14.8</u> 0,7	<u>81.0</u> 31,2	<u>3.7</u> 0,6	<u>3.6</u> 51,4	<u>56.7</u> 0,8	<u>6.2</u> 0,3	<u>117.0</u> 2,6	<u>743.0</u> 5,7	<u>48.0</u> 0,3	<u>10.0</u> 0,9	0,5
Кремни углеродистые	60	2,0		0,36	10,1	4,5		33,2		0,8	41,5	6,0		525,8	87,0	15,5	0,5
Кремни розовые, серые	17			0,2	20,8	4,3		55,2		1,6	141,2	8,2		749,3	93,2	15,7	0,2

Примечание. I - углеродисто-глинистые сланцы; II - углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-карбонатные сланцы; III - углеродисто-карбонатно-глинистые, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы; IV - углеродисто-кремнистые сланцы; V - углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы; VI - углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы. В числителе даны содержания элементов, в знаменателе - коэффициенты концентрации (отношение содержаний к кларкам для "глин и сланцев") Au в мг/т, C_{орг.} и K в %, остальные элементы в г/т.

в углеродисто-глинисто-карбонатных разновидностях сланцев (III тип). Наиболее распространенными в данной формации следует считать углеродистые отложения I радиогеохимического типа. Повышенные количества золота определены в I типе черных сланцев ($\bar{x} = 24,7$ мг/т) (см. табл. I); в сланцах II типа концентрации в 2,5 раза ниже, а в карбонатных разновидностях углеродистых отложений (III тип) содержится золота в 6,5 раз меньше, чем в сланцах I типа. Данные типы резко различны и по содержанию органического углерода: наибольшие его количества зафиксированы во II типе сланцев ($\bar{x} = 4,2$ %); минимальные - в III типе ($\bar{x} = 0,7$ %). Из микроэлементов заслуживают внимания распределения молибдена, никеля, кобальта и меди. Содержания молибдена в углеродистых сланцах II типа в 3,3-3,6 раза превышают концентрации этого элемента в других разновидностях пород и напротив, количества никеля, кобальта и меди во II типе сланцев резко понижены в сравнении с углеродисто-глинисто-карбонатными, а также углеродисто-кремнисто-глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами I и III типов (см. табл. I). Для всех черных сланцев этой формации установлены высокие содержания циркония (200-313 г/т), причем наибольшие значения фиксируются в углеродистых филлитах из прослоев в кварцевых песчаниках.

Обработка аналитических данных методами корреляционного и факторного анализов позволила выделить в углеродистых отложениях терригенно-углеродисто-глинистой формации группы элементов, связанные между собой корреляционными связями, обусловленными формами нахождения данных элементов и условиями образования черносланцевых отложений. Наиболее часто встречающаяся группа элементов, объединенная фактором с высокими нагрузками, включает уран, торий и калий - эта ассоциация зафиксирована во всех типах сланцев. Не менее распространенной группой в сланцах I и III типов являются золото и органический углерод. По-видимому, следует считать обычной также группу: уран, молибден и, в некоторых случаях, ванадий. Для тория, кроме описанной, фиксируется также связь с цирконием в сланцах I типа. Как необычная, обращает на себя внимание ассоциация золота с никелем и кобальтом. Кроме того, устанавливаются группы, включающие золото, серебро и мышьяк, а также золото, свинец и серебро. В сланцах I типа выявлена зависимость золота от фактора, не связанного с другими элементами. Ин-

интересно отметить, что ни на одном из участков распространения пород терригенно-углеродисто-глинистой формации, ни в одном из типов сланцев корреляционным и факторным анализом не установлено связи урана с органическим углеродом. При сравнении же различных типов сланцев между собой совершенно определенно выявляется симбатность графиков распределения урана и органического углерода. Средние содержания урана и $C_{орг.}$ для черных сланцев I-III типов, соответственно, равны 3,2 г/т; 10,2 г/т; 2,4 г/т и 1,3 %; 4,2 %; 0,7 %, т.е. с увеличением концентраций органического углерода в различных типах сланцев возрастают и содержания урана.

По-видимому, уран, как и торий, связан корреляционными связями с калием, так как эти элементы входят в глинистую (гидрослюдистую) составляющую углеродистых отложений. В таком случае следует предполагать, что уран и торий, сорбционно связанные с дисперсными глинистыми минералами группы гидрослюд, поступали в бассейн осадконакопления.

Для золота же, напротив, наиболее вероятным является его концентрирование органикой в процессе осадконакопления, но возможно, что углеродсодержащие соединения выступали в качестве геохимического барьера, концентрируя золото уже в осадках. В этом случае несомненно, что присутствие черных сланцев в позогозалегающих структурах благоприятно для накопления в них, в частности, золота. Вполне вероятно, что корреляционная связь золота с никелем и кобальтом обусловлена пространственной приуроченностью углеродистых пород к базит-гипербазитовым образованиям.

Установленное факторным анализом вхождение золота и, реже, урана в разные факторы в одной выборке, объясняются прежде всего существованием различных форм нахождения этих элементов в черносланцевых толщах. Для золота это, по-видимому, сорбционная связь с органическим веществом — кроме корреляционного анализа подтверждением этому служат данные нейтронно-активационного анализа выделенных из черных сланцев керогенов — нерастворимых органических остатков (табл.2, обр.К-86 Шт). Коэффициент концентрации золота керогеном (отношение содержания золота в керогене к валовому содержанию золота в породе), как правило превышает 1, а для пробы Шт превышает 100, что позволяет говорить об органическом веществе как о концентрате золота. Очень высокие значения коэффициентов вариации золота в углеродистых отложениях этой

Таблица 2

Содержание микроэлементов в керогене и углеродистых сланцах
и коэффициенты концентрации элементов в керогене

Номер пробы	Порода, фракция	Au	U	W	Ag	Ni	Co	Zn	Mo	Sb	Br	As
4618/4	Углеродисто-крем- нистый сланец	30	—	2,9	0,7	52,0	11,3	30,9		6,0	—	83,2
	Кероген K_S	24	—	4,7	4,3	—	17,8	—		1,2	—	—
	Коэф. концентр.	0,80	0,02	1,62	6,14		1,58		0,07	0,2	—	0,10
У6-3	Углеродисто-крем- нистый сланец	6,9	—	0,9	4,9	51,1	3,4	47,8	47,9	27,8	2,4	269,5
	Кероген K_S	40,0	—	6,7	4,0	—	4,8	—	204,7	10,7	21,9	24,9
	Коэф. концентр. K_S	5,80	0,89	7,44	0,82	—	1,41	—	4,27	0,39	9,13	0,09
	Кероген K_{HF}	37,0	—	103,7	7,1	69,0	2,5	76,3	121,0	4,6	3,7	82,8
	Коэф. концентр. K_{HF}	5,36	0,19	115,22	1,45	1,35	0,74	1,60	2,53	0,17	1,54	0,31
Бо-80 ^а	Углеродисто-крем- нисто-глинистый сланец	25,0	11,5	3,8	0,8	66,6	19,7	126,1	44,1	1,3	—	6,4
	Кероген K_S	196,0	35,7	8,1	1,1	230,8	17,0	—	125,1	7,5	—	83,5
	Коэф. концентр. K_S	7,84	3,10	2,13	1,38	3,47	0,86		2,84	5,77	—	13,05
К-86	Углеродисто-гли- нистый сланец	7,4	14,6	1,7	0,5	78,2	2,8	118,1	52,3	6,0	2,5	334,7
	Кероген K_S	10,0	12,0	2,1	2,9	81,2	4,2	288,1	—	1,1	6,0	55,5
	Коэф. концентр. K_S	1,35	0,82	1,24	5,8	1,04	1,5	2,44	—	0,18	2,40	0,17
Шт	Углеродисто-гли- нистый сланец сульфидизирован- ный	7,0	6,6	4,1	0,5	69,4	44,0	76,0	9,5	2,3	2,5	24,8
	Кероген K_S	769,3	18,6	7,4	5,4	82,8	97,0	164,0	103,9	5,5	4,6	82,8
	Коэф. концентр. K_S	109,9	2,82	1,81	10,8	1,19	2,21	2,16	10,94	2,39	1,84	3,34
	Кероген K_{HF}	202,9	7,6	3,4	4,3	290,9	521,1	1110,0	19,0	11,5	4,0	553,5
	Коэф. концентр. K_{HF}	29,0	1,15	0,83	8,6	4,19	11,84	14,61	2,0	5,0	1,60	22,32

Примечание. Коэффициент концентрации — отношение содержания элемента в керогене к содержанию элемента в породе;
 K_S , K_{HF} — керогены при обработке породы соответственно H_2SO_4 и HF содержание Au — в мг/т; остальных элементов — в г/т.

формации, вхождение золота в фактор вне связи с другими элементами указывают на значительную неравномерность распределения элемента и на возможность его нахождения в самородном виде.

Обсуждая общие геохимические особенности черносланцевых толщ вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатной формации, необходимо прежде всего отметить повышенный геохимический фон урана ($10 \cdot 10^{-6}$ г/т) и золота ($10 \cdot 10^{-6}$ мг/т), а также низкие концентрации калия (0,6–1,7 %) (см. табл. I). Максимальные концентрации урана установлены в IV, наиболее распространенном радиогеохимическом типе углеродисто-кремнистых сланцев с низкими содержаниями тория и калия ($Th/U = 0,1$). Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы V типа характеризуются несколько меньшими концентрациями урана ($\bar{x} = 24,2$ г/т), но более высокими – золота ($\bar{x} = 25,4$ мг/т), тория и калия. В этих породах, кроме значительных содержаний молибдена и серебра, также установлены повышенные количества никеля (см. табл. I). Для углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинисто-кремнистых пород VI радиогеохимического типа определены максимальные содержания золота ($\bar{x} = 42,2$ мг/т), высокие урана ($\bar{x} = 18,6$ г/т), молибдена, серебра, меди и нормальные тория ($Th/U = 0,5$). Таким образом геохимическая специализация углеродисто-кремнистых пород данной формации характеризуется высокими концентрациями урана, серебра, золота, молибдена, меди и ванадия (см. табл. I).

Наиболее типичными ассоциациями элементов, выделенными на основе корреляционного и факторного анализов следует считать: 1) золото и уран; 2) уран и торий; 3) золото и органический углерод; 4) торий и калий; 5) органический углерод, молибден и серебро. Корреляционная связь урана и золота устанавливается для всех выделенных типов черных сланцев вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатной формации. Отмечается отсутствие значимой связи между ураном и органическим углеродом.

При сравнении углеродистых отложений, отчетливо устанавливаются различия радиогеохимических параметров: высокие концентрации урана и пониженные тория и калия в породах вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатной формации; низкие – урана (исключение II тип) и высокие – калия в отложениях терригенно-углеродисто-глинистой формации. Различен и геохимический фон золота, циркония и ниобия этих двух уровней углеродистых сланцев (см.

Таблица 3

Концентрации рубидия, стронция (%) и рубидий-стронциевое отношение в углеродистых сланцах
юго-восточной части Восточного Саяна

Углеродисто-кремнисто-карбонатная формация												Территенно-углеродисто-глинистая формация			
Номер проб	Rb	Sr	Rb/Sr	Номер проб	Rb	Sr	Rb/Sr	Номер проб	Rb	Sr	Rb/Sr	Номер проб	Rb	Sr	Rb/Sr
Бо-11	< 0,002	0,091	0,02	Эр-151	< 0,002	0,0022	0,91	К-02-23	< 0,002	0,008	0,25	86-23	0,014	0,002	7,00
Бо-21	< 0,002	0,017	0,12	4618	0,0032	0,004	0,80	ХМ-115	< 0,002	0,001	-	86-19	0,015	0,0026	5,77
Бо-23	< 0,002	0,15	0,01	Вд-16	< 0,002	0,0017	≤ 1	ХМ-176	< 0,002	0,0025	< 1	86-24	0,016	0,003	5,33
Бо-34	< 0,002	0,0135	0,15	Вд-36а	0,0029	0,013	0,22	ХМ-181	< 0,002	0,0028	< 1	86-27	0,013	0,0021	6,19
Бо-78	0,0037	0,0082	0,45	Зд-37	0,0035	0,0015	0,23	ХМ-250	< 0,002	0,018	≤ 1	86-29	0,012	0,0022	5,46
Хо-23	0,018	0,026	0,69	Зд-40	0,0035	0,0023	1,52	ХМ-310	0,0038	0,0039	0,97	130-3	0,011	0,0024	4,58
Хо-24	0,0035	0,014	0,25	Вд-79	0,0032	0,042	0,08	Еш-24	< 0,002	0,0024	< 1	129-7	0,012	0,023	5,22
Хо-27	0,018	0,018	1,00	Вд-81	0,002	0,034	0,06	Еш-35	0,0047	0,010	0,47	137-2	0,015	0,0034	4,41
Хо-30	0,007	0,031	0,23	Да-59	< 0,002	0,0013	≤ 1	Еш-36	0,0058	0,0029	2,0	2486-4	0,011	0,0024	4,58
Хо-33	< 0,013	0,031	0,42	Да-60	< 0,002	0,001	≤ 1	Еш-49	0,0045	0,0083	0,54	2486-6	0,0165	0,0032	5,16
Уб-19	0,002	0,002	≤ 1	Да-61	< 0,002	0,0014	≤ 1	Еш-64	< 0,002	0,0007	≤ 1	2486-8	0,015	0,0046	3,26
К-2-7	< 0,002	0,0013	0,15	Да-87	< 0,002	0,0008	< 1	С-186	0,0057	0,0066	0,87	2486-9	0,017	0,0039	4,36
К-2-9	0,0099	0,012	0,83	Да-195	< 0,002	0,002	≤ 1	С-188	0,0055	0,015	0,37	Вн-207	0,012	0,0022	5,46
К-2-12	0,0029	0,0067	0,43	Да-196	< 0,002	0,0013	≤ 1	С-194-1	0,0059	0,021	0,28	Вн-237	0,014	0,0031	4,52
К-4-5	< 0,002	0,0094	0,21	Во-7	0,0025	0,0084	0,30	С-194-2	0,006	0,021	0,29	Вн-241	0,011	0,0032	3,43
Эр-59	0,0025	0,0071	0,35	Во-68	0,0042	0,0044	0,96	С-196	0,006	0,018	0,37	Вн-244	0,014	0,0018	7,78
Эр-60	< 0,002	0,0052	0,39	Во-77	0,0032	0,014	0,23	С-265	0,002	0,014	< 1	Вн-423	0,016	0,0039	4,10
Эр-117	0,0043	0,028	0,15	К-01-3	0,002	0,002	0,91	С-416	0,0066	0,018	0,37	Л-22	0,0039	0,0027	1,44
Эр-133	0,004	0,0043	0,93	К-01-7	0,0035	0,0059	0,59	С-468	0,0031	0,049	0,06	Л-28	0,013	0,004	3,25
Эр-145	< 0,002	0,0013	≤ 1	К-02-9	< 0,002	0,036	0,56	С-473	0,0067	0,041	0,16				
Эр-166	< 0,002	0,003	0,67	К-02-16	< 0,002	0,031	0,07	ГР-92	0,003	0,015	0,20				

табл. I). Вместе с различиями отмечаются и общие черты в геохимической специализации углеродистых толщ обеих формаций. Это повышенные относительно кларков в сланцах [16] содержания молибдена, серебра и ванадия. Однако уровень содержаний и соответственно коэффициенты концентрации этих элементов совершенно несопоставимы (см. табл. I). Для пород вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатной формации коэффициенты концентрации молибдена, серебра, ванадия превышают в 5-10 раз вычисленные для отложений терригенно-углеродисто-глинистой формации. Показательны геохимические различия черных сланцев представленных формаций по концентрациям и соотношениям в них рублидия и стронция (табл. 3). На основании этих данных определенно выделяются низкими содержаниями рублидия и рублидий-стронциевого отношения (< 1) углеродистые сланцы IV-VI типов в противоположность черносланцевым породам I-III типов, для которых характерны на порядок более высокие концентрации рублидия и отношения рублидия к стронцию в пределах 1,4-7,8.

Изучение распределения урана в углеродистых сланцах методами нейтронно-осколочной радиографии и автордиографии позволяет констатировать, что концентратором элемента в образованиях вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатной формации является рассеянное органическое вещество (РОВ) (рис. I). Результаты изучения распределения урана в тяжелой и легкой фракциях сланцев также подтверждают преимущественную концентрацию урана в органическом веществе (в легкой фракции). Однако обработка аналитических данных распределения элементов в черных сланцах методами корреляционного и факторного анализов показывает отсутствие значимых корреляционных связей между ураном и валовыми концентрациями органического углерода. По-видимому, имеется несколько причин такого несоответствия. Необходимо учитывать, что состав органического вещества сланцев очень сложен и представлен чаще всего, двумя крупными группами РОВ: гумусовым и сапропелевым [21]. Известно, что эти группы рассеянных органических веществ обладают различной сорбционной способностью по отношению к урану [9]. Максимальной сорбцией, в одинаковых физико-химических условиях, характеризуется гумусовое органическое вещество. Изучение органики методами последовательного растворения по методике Э.А. Развозжаевой [18], рентгеноструктурного анализа и деривато-

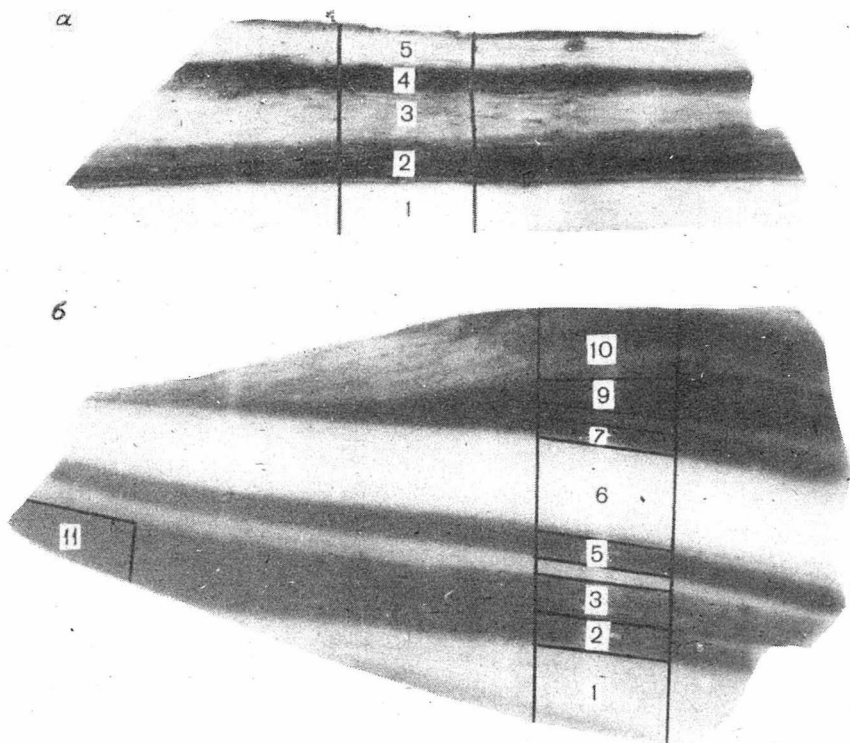


Рис. I. Авторадиографии углеродисто-кремнистого (а - обр. 46I8/4) и углеродисто-глинисто-кремнистого (б - обр. Эр-59) сланцев. (Позитив). Цифрами обозначены номера проб, проанализированных нейтронно-активационным методом

графии показывает многокомпонентность даже выделенных фракций РОВ из углеродистых сланцев юго-восточной части Восточного Саяна. В одних случаях вместе с графитом несовершенной структуры с экзотермическим эффектом 780°C присутствует, как минимум, еще одна фаза, устанавливаемая на дифрактограммах по рефлексам в области малых углов и на дериватограммах по экзотермическому эффекту при $t = 500^{\circ}\text{C}$. Кроме того, в углеродисто-глинистых сланцах было обнаружено органическое вещество типа лигнита. Дифрактомет-

рические и дериватографические исследования керогенов, выделенных из углеродистых пород, показывают, что они состоят из графитовой фракции (в разном количественном соотношении) и смеси органических веществ, для диагностики которых требуются дополнительные исследования.

Выявленная многокомпонентность органического вещества углеродистых отложений юго-восточной части Восточного Саяна и его различия в составе углеродистых формаций доказывают неодинаковость условий формирования и изменения черносланцевых толщ, которые, естественно, должны были в определенной мере, влиять на уровень концентраций урана и золота. С другой стороны, отсутствие корреляционных связей между ураном и органическим углеродом при установленном вхождении урана в РОВ объясняется недосыщенностью органических веществ ураном. В исследованных черных сланцах, часто при близких концентрациях $C_{орг.}$, устанавливаются резко различные содержания урана, связанного с органикой (см. рис. I). Концентрации урана в органическом веществе могут достигать значительных величин. В экспериментах по сорбции урана органическими веществами устанавливались концентрации элемента в сорбенте до процента и более [9]. Значит сорбционная емкость большинства рассеянных в породах органических соединений позволяет поглощать значительно большие количества урана чем те, которые мы наблюдаем в наиболее распространенных типах углеродистых сланцев. В нашем случае содержания урана в углеродистом веществе будут контролироваться только концентрациями урана в растворе при одинаковости других параметров системы: чем больше урана будет в растворе, тем большее его количество сорбируется органическим веществом до наступления равновесного насыщения. Подтверждением этому являются данные нейтронно-осколочной радиографии. Вполне вероятно, что сорбционное извлечение урана из раствора — это начальная стадия его концентрации. При достижении значительных содержаний урана на поверхности сорбента, а также при старении или его перекристаллизации может происходить обособление рассеянного урана и выделение его в самостоятельную фазу в виде микровключений окислов урана. По-видимому, описанное выше характерно не только для урана, но и для большинства изученных элементов, данные по распределению которых в углеродистых отложениях и фракциях РОВ приведены в табл. I, 2.

Методом нейтронно-осколочной радиографии были изучены углеродистые сланцы, претерпевшие различную степень метаморфизма от хлорит-серицитовой до гранат-андалузитовой субфаций. Интересно, что при этом меняются и формы нахождения урана. Если в условиях слабого метаморфизма наблюдается рассеянная форма нахождения урана, сорбционно связанного с органическим веществом сланцев, то в условиях мусковит-биотитовой субфации отмечается перераспределение как органической составляющей, так и урана. Одной из причин перераспределения РОВ является раскристаллизация коллоидального тонкодисперсного кварца в процессе метаморфизма, отмечаемая уже на низких ступенях. Кристаллизация метаморфогенных прожилков кварца приводит к отгонке органического вещества вначале к зальбандам, а затем, при дальнейшей раскристаллизации, к обособлению РОВ в виде жилков и включений, к которым и приурочены повышенные содержания урана. При воздействии на углеродистые толщи кислых и щелочных интрузий уран устанавливается исключительно в виде микровключений, имеющих послойное распределение в породах со слоистыми текстурами или беспорядочное, незакономерное в катаклазированных разновидностях углеродистых сланцев.

Для изучения геохимических факторов концентрации элементов в углеродистых сланцах и их корреляционных взаимоотношений был проведен послойный нейтронно-активационный анализ двух образцов углеродисто-кремнистых сланцев вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации. В одном случае было исследовано 5 слойков; в другом — II (см. рис. I). Высота слойков составляла 2–8 мм. Результаты нейтронно-активационных и атомно-абсорбционных анализов, выполненных в ИГиГ СО АН СССР [4, 13], приведены в табл. 4 и на рис. I–3. В выделенных микрослоях выявлены повышенные концентрации редких земель (к данным по распределению церия и неодима следует относиться с осторожностью, в связи с возможными в данном случае завышениями результатов анализа): мышьяка, сурьмы, молибдена, вольфрама, золота, меди, ванадия, серебра (табл. 4). Факторный анализ полученных аналитических данных показывает вхождение наибольшего количества элементов в фактор с высоким значением нагрузки, включающий $C_{орг.}$, Th, TR, Br, Sb, Rb, Sr, Ta, Co, Fe, Sc, Cs, W, Be, V, Ag, что по-видимому, указывает на связь пере-

Таблица 4

Содержание элементов в микрослоях углеродисто-кремнистых сланцев
вулканистогенно-кремнисто-карбонатно-углеродистой формации

Номер пробы	Ph	Sm	Zu	Yb	Nd	Tb	Ce	Gd	La	Номер пробы	Sc	Cs	Mo *	W	Au	Copr.	Cu	Zn	Mn	Cr
4616/4-I	2,5	5,9	1,39	5,1	28	1,2	45,0	4,2	17,7	4618/4-I	14,6	1,03	346	2,7	55	3,45	80	57	98	76
-2	1,7	18,6	3,92	17,4	268	3,1	365,0	17,6	39,9	-2	14,4	1,13	2394	11,1	75	0,94	272	72	107	48
-3	1,6	19,6	4,32	18,9	170	3,6	280,3	21,7	37,9	-3	18,8	1,39	1276	7,3	84	5,18	240	21	92	60
-4	2,8	23,6	5,34	20,6	425	3,8	665,0	23,6	61,7	-4	17,6	1,4	2458	11,1	98	2,65	394	18	89	76
-5	1,2	19,0	4,52	17,7	105	3,1	266,0	16,8	48,6	-5	18,7	1,05	2730	11,6	92	3,35	169	9	133	59
Эр-59-I	13,3	6,8	1,66	7,8	22	1,5	46	5,0	14,6	Эр-59-I	6,9	0,75	3668	3,7	24,1	3,08	260	311	160	37
-2	3,7	14,5	4,2	16,7	90	3,5	126	19,4	31,2	-2	10,3	0,71	4809	5,7	36,3	3,84	188	267	68	57
-3	5,0	19,9	4,94	18,4	130	4,0	160	23,1	39,2	-3	11,5	0,96	866	4,9	49,0	3,80	76	175	57	60
-4	2,0	3,1	0,88	3,6	19	0,65	45	4,2	8,9	-4	6,9	0,71	542	2,1	81,0	1,89	220	275	74	48
-5	1,6	3,9	0,69	7,0	63	0,72	117	3,4	15,9	-5	4,2	0,35	863	4,3	81,0	0,45	128	122	67	89
-6	1,6	2,4	0,51	2,7	0	0,51	33,2	1,8	8,3	-6	2,4	0,25	1645	2,8	21,0	1,52	128	128	34	16
-7	2,1	4,8	1,39	7,1	75	1,0	127	3,9	24,5	-7	5,3	0,36	1678	3,6	11,0	0,79	154	244	57	47
-8	2,4	3,8	1,17	5,2	45	0,91	82	3,4	15,7	-8	5,4	0,44	890	2,0	15,0	1,56	234	191	56	22
-9	3,0	12,5	3,05	9,5	130	1,9	177	6,9	46,3	-9	9,2	0,77	1274	8,7	33,0	1,19	222	549	74	60
-10	3,0	11,3	2,4	9,7	65	2,2	76	8,2	23,3	-10	7,8	0,44	600	2,6	23,0	1,31	280	133	72	41
Эр-59-II	4,0	18,3	5,8	17,03	85	3,0	352	12,8	57,8	Эр-59-II	11,0	0,92	2196	8,5	28,0	4,53	460	234	96	77

Номер пробы	Br	As	Sb	Rb	Ni	Co	Sr	Ta	Hf	Fe*	Номер пробы	V	Ba	Li	Be	Ag
4616/4-I	0,7	70,2	6,3	36	57	17,6	85	0,34	2,0	1,89	4618/4-I	364	786	6,7	0,7	3,3
-2	1,8	52,3	7,9	16	97	14,9	193	0,24	34,0	1,29	-2	248	478	10,0	0,4	3,1
-3	1,4	60,0	7,1	45	154	16,1	297	0,34	24,5	1,52	-3	355	571	8,6	0,7	2,1
-4	7,5	61,5	9,1	17	111	16,3	459	0,22	56,9	1,54	-4	236	687	13,0	0,7	2,8
-5	1,4	71,0	8,8	19	126	18,9	255	0,44	19,5	1,82	-5	404	578	6,8	0,4	2,0
Эр-59-I	2,3	46,4	5,6	30,1	324	9,8	286	0,18	3,85	1,02	Эр-59-I	727	478	2,9	0,7	6,2
-2	2,06	67,7	5,9	40,2	200	8,6	64,1	0,30	10,0	1,64	-2	976	464	1,9	1,2	2,9
Эр-59-II	5,7	84	5,7	39,7	126	14,3	337	0,42	12,9	2,18	Эр-59-II	1048	678	1,5	1,1	1,8
-4	2,3	30	4,04	32,0	129	3,1	127	0,15	5,5	0,67	-4	668	1387	4,2	11,0	1,7
-5	2,5	12,3	2,7	17,3	102	4,1	122	0,074	12,8	0,46	-5	177	1137	1,5	11,0	1,3
-6	1,5	15,2	2,9	7,2	110	4,3	36	0,088	2,3	0,39	-6	224	428	0,6	0,4	2,1
-7	2,1	19,2	3,0	17,0	104	8,3	-	0,092	14,2	0,78	-7	373	1174	1,3	0,7	1,8
-8	-	12,4	3,3	16,0	131	4,6	102	0,10	12,0	0,56	-8	378	837	1,1	0,6	1,6
-9	1,1	26,1	2,7	40,9	207	10,0	-	0,21	15,0	1,27	-9	705	1445	1,2	0,7	1,2
-10	-	14,7	2,9	22,0	160	7,2	-	0,20	5,5	0,91	-10	626	893	1,7	0,9	1,9
Эр-59-II	-	21,0	4,4	21,4	517	11,3	296,5	0,25	30,0	1,71	Эр-59-II	988	428	3,2	1,1	2,3

Примечание. Содержания Fe и C_{opr.} даны в %, Au - в мг/т, остальных элементов - в г/т.

численных элементов с органическим веществом сланцев*. Следующий фактор объединяет Eu, Yb, La, Ni, Hf, W, Cu, Cr, U (табл.5). Для золота характерна тесная корреляционная связь с хромом.

Исследование характера распределения редких земель позволяет говорить о том, что их повышенные концентрации приурочены к слоям с повышенными содержаниями урана (рис.1-3). Содержания церия и неодима превышают концентрации лантана, что, по-видимому, типично для углеродистых отложений; Ce/La и Nd/La превышают 1 [20]. Из анализа представленных графиков распределения редко-

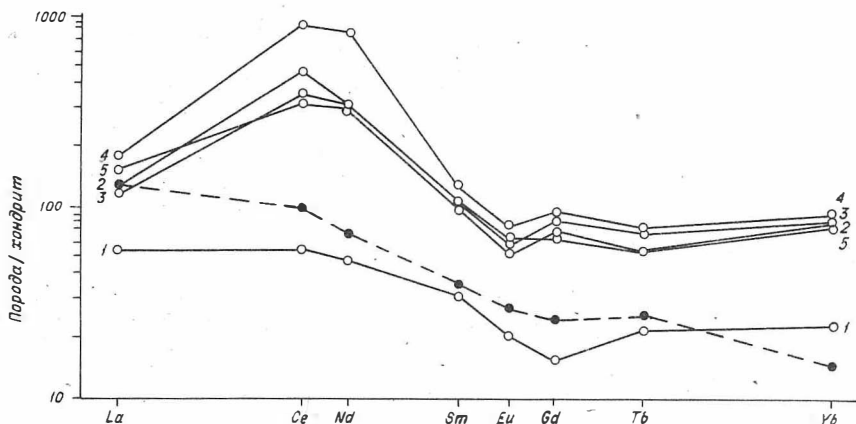


Рис.2. Распределение редкоземельных элементов в слоях (1-5) углеродисто-кремнистого сланца (обр.4618/4). Пунктиром обозначено распределение редких земель в осадочных отложениях, по данным Хэскина и др. [19]

земельных элементов явствует, что условия формирования углеродистых отложений были очень нестабильны, что нашло отражение в значительной изменчивости концентраций и соотношений редких земель в микроритмах. Интересно отметить, что в слоях с низкими концентрациями урана выявляется распределение редких земель, во мно-

* Примечание редколлегии. Группировка столь различных элементов в одном факторе может быть связана с эффектом "разбавления" их содержаний карбонатным или кремнистым материалом.

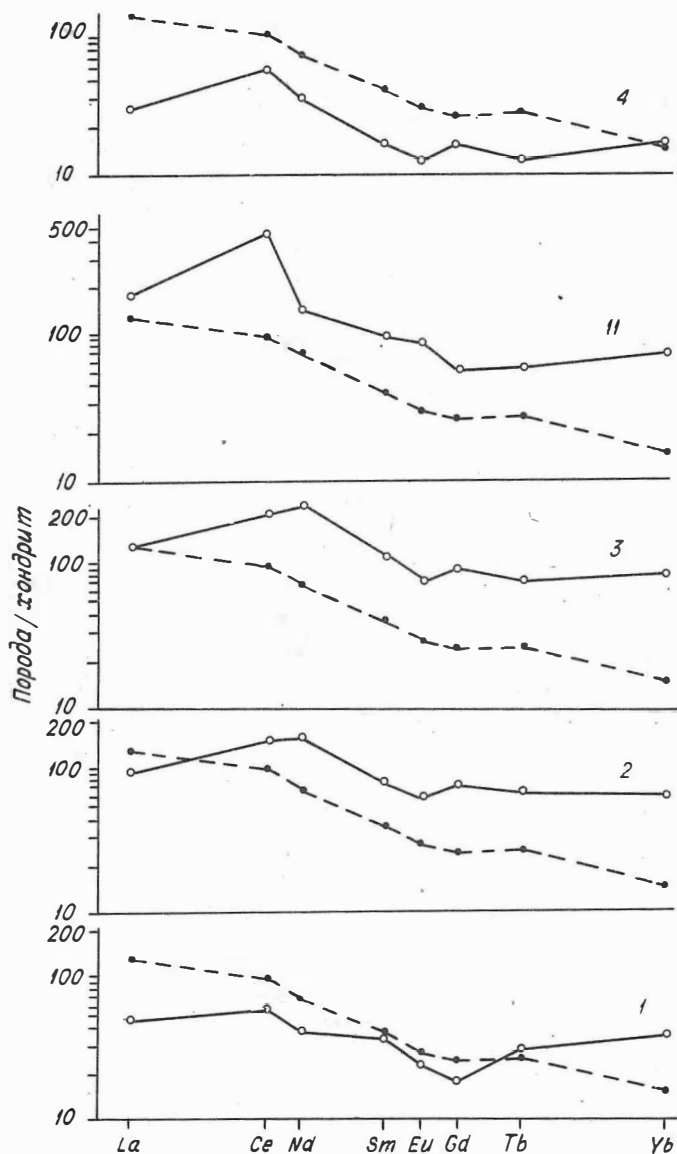


Рис.3. Распределение редкоземельных элементов в

Таблица 5

Результаты факторного анализа данных распределения элементов
в слоях углеродисто-кремнистого сланца (Эр-59)

Факторы, элементы	1	2	3	4	5	6	7
Th	<u>0,56</u>	-0,12	<u>0,76</u>	-0,10	-0,02	0,17	0,18
U	<u>0,21</u>	<u>0,93</u>	-0,07	0,01	-0,05	-0,17	0,10
Sm	<u>0,91</u>	0,39	0,04	-0,04	0,01	0,04	0,02
Eu	<u>0,83</u>	<u>0,52</u>	0,02	-0,05	0,02	0,13	0,14
Yb	<u>0,87</u>	<u>0,44</u>	0,08	0,07	0,13	0,11	-0,02
Tb	<u>0,94</u>	0,22	-0,01	-0,03	0,06	0,23	0,00
Gd	<u>0,94</u>	0,14	-0,11	0,09	0,01	0,27	-0,08
La	<u>0,63</u>	<u>0,74</u>	0,04	-0,10	-0,19	-0,08	0,02
Br	<u>0,43</u>	0,01	-0,30	-0,02	0,03	<u>0,82</u>	0,04
As	0,13	0,10	<u>0,93</u>	-0,27	-0,14	-0,05	-0,02
Sb	<u>0,65</u>	-0,17	0,31	0,12	0,09	<u>0,54</u>	0,25
Rb	<u>0,71</u>	-0,10	0,11	0,28	<u>-0,60</u>	0,19	0,06
Ni	0,25	<u>0,59</u>	<u>0,48</u>	-0,15	0,07	0,10	<u>0,55</u>
Sr	<u>0,65</u>	0,14	0,05	0,02	-0,16	<u>0,67</u>	0,01
Ta	<u>0,98</u>	0,03	0,02	0,04	-0,03	0,12	0,03
Hf	0,24	<u>0,93</u>	-0,05	0,04	0,01	-0,09	0,13
Co	<u>0,86</u>	0,28	0,39	-0,10	-0,04	-0,02	-0,11
Fe	<u>0,93</u>	0,28	0,09	0,03	-0,08	0,12	0,01
Sc	<u>0,89</u>	0,29	0,03	0,06	-0,21	0,09	0,24
Cs	<u>0,70</u>	0,24	0,37	0,21	-0,32	0,05	0,34
Mo	0,06	-0,25	0,30	-0,08	0,04	<u>0,91</u>	-0,05
W	<u>0,44</u>	<u>0,81</u>	0,19	0,07	-0,17	0,16	0,01
Au	-0,01	-0,12	-0,19	<u>0,93</u>	-0,06	-0,08	0,13
C _{орг.}	<u>0,69</u>	0,20	0,22	-0,06	0,19	0,38	0,41
Cu	0,03	<u>0,51</u>	0,21	-0,26	0,03	-0,07	<u>0,74</u>
Zn	0,11	0,19	0,28	-0,08	<u>-0,93</u>	0,00	0,06
Mn	0,09	-0,01	<u>0,86</u>	0,12	-0,09	0,12	0,41
Cr	0,26	<u>0,62</u>	0,02	<u>0,72</u>	-0,03	0,01	-0,06
V	<u>0,89</u>	0,11	0,11	-0,01	-0,14	0,17	0,36
Ba	0,28	-0,04	-0,28	0,38	<u>-0,63</u>	<u>-0,47</u>	-0,10
Be	<u>0,75</u>	0,28	-0,14	0,36	0,09	0,31	0,22
Ag	<u>0,69</u>	-0,39	0,04	-0,06	0,35	-0,33	-0,11

Факторы, элементы	1	2	3	4	5	6	7
Li	0,11	0,03	0,19	0,41	-0,10	0,03	<u>0,86</u>
Факторные нагрузки, %	39,4	16,3	10,4	6,7	6,4	9,7	7,5

гом сходное с эталонной кривой распределения этих элементов в североамериканских осадках, по данным Хэскина и др. [19]. Исключением является иттербий, для которого практически во всех случаях характерно возрастание концентраций относительно тербия. Отличительной особенностью также является незначительное различие в обогащении углеродисто-кремнистых сланцев легкими лантаноидами относительно тяжелых. В микроритмах обнаруживается V-образный тип распределения редких земель, нередко с минимумом в концентрациях европия, что, вероятно, можно объяснить участием в формировании данного типа сланцев материала вулканогенной природы [2].

Таким образом, изучение углеродистых толщ юго-восточной части Восточного Саяна позволило выделить отложения двух типов, относящихся к вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатной и терригенно-углеродисто-глинистой формациям. Последняя входит в состав офиолитового комплекса.

Данные типы черных сланцев различаются по петролого-геохимическим параметрам. Несомненно, что концентрация изученных элементов и, в частности урана и золота, происходила в результате сложной цепи процессов: от первично-осадочного накопления, последующих метаморфогенных преобразований до перераспределения в результате воздействия интрузий кислого и щелочного составов. Детальное исследование влияния каждого из факторов на характер распределения и уровень концентраций элементов в черносланцевых толщах и предполагается осуществить в дальнейшем.

1. Буряк В.А. Метаморфизм и золотое оруденение. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981, с.31-48.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
3. Воин М.И. Геолого-геохимические особенности золоторудной минерализации в черносланцевых толщах и применение геохимических методов при ее поисках, оценке и разведке. - В кн.: Обзор. Геология, методы поисков и развед. м-ний метал.полезн.ископаемых. М.: ВИЭМС, 1978. 53 с.
4. Гавшин В.М., Смертина Л.Н. Атомно-абсорбционное определение меди, цинка, кобальта, никеля и марганца в стандартных образцах горных пород в связи с задачами топтогеохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.94-97.
5. Гарьковец В.Г. Условия низкотемпературного метаморфогенного рудообразования. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Недра, 1981. 285 с.
6. Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев / Гецева Р.В., Дерягина А.А., Созинов Н.А., Сидоренко С.А. М.: Наука, 1981. 120 с.
7. Геология и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах. М.: Недра, 1980. 270 с.
8. Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
9. Данчев В.И., Винокуров С.Ф., Неймышев М.В. и др. Некоторые особенности геохимии урана в углеродистых осадках. - В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с.31-39.
10. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
11. Ермоленко А.Б. Характер связи золотого оруденения в черносланцевых толщах Холбы с интрузивным магматизмом. - В кн.: Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск, 1983, с.155-157.

12. Ли Л.В., Даценко В.М., Бовин Ю.П., Лопатин А.П. Углеродистое вещество и золото в черных сланцах Енисейского края. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, с.214-221.

13. Пархоменко В.С. Анализ элементного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии. - В кн.: Спектрометрические методы анализа в геохимии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с.18-30.

14. Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. 259 с.

15. Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981. 300 с.

16. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

17. Проблемы осадочной геологии докембрия. Углеродистые отложения и их рудоносность. Вып.7, кн.2. М.: Наука, 1981. 256 с.

18. Развозжаева Э.А. Методы извлечения нерастворимого органического вещества из метаморфических пород докембрия. - Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6, с.144-146.

19. Распределение редких земель в литосфере и космосе /

Л.А.Хэскин, Ф.А.Фрей, Р.А.Шмитт, Р.Х.Смит. М.: Мир, 1968. 186 с.

20. Созинов Н.А., Сидоренко Св.А., Дерягин А.А. О металлоносности углеродистых формаций докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, с.206-216.

21. Успенский В.А., Пеньков В.Ф. Основные типы урансодержащих органических веществ в горных породах. - В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с.63-67.

22. Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemistry Black Shale Deposits - a summary Econ. Geology, 1970. v.65, p.253-272.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ УГЛЕРОДИСТЫЕ ФОРМАЦИИ
С ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИМ ОРУДЕНЕНИЕМ
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Цель настоящей статьи – выяснение геохимической специализации докембрийских геологических формаций Енисейского кряжа и Северного Прибайкалья, вмещающих синхронное гидротермально-осадочное полиметаллическое оруденение [12,13,18,26]. Промышленные концентрации гидротермально-осадочных руд локализуются, как правило, в темно-серых до черных глинисто-алеврито-сланцевых и карбонатных породах, известных под несколькими названиями: углеродистых [21], черносланцевых [6,22] и высокоуглеродистых [10]. Геологи, придерживающиеся эпигенетической точки зрения на формирование промышленного свинцово-цинкового оруденения, совмещенность углеродистых пород с полиметаллической минерализацией объясняют либо тем, что углеродистые породы могли быть своего рода геохимическими или электрохимическими барьерами на путях движения гидротермальных (постскладчатых) растворов, несущих металлы [6,22], либо тем, что органическое вещество (ОВ) осадков служило концентратором первичной сингенетической минерализации, за счет которой впоследствии формировались "стратиформно-эпигенетические руды" [1]. Поэтому вопрос о роли углеродистых пород в локализации промышленных руд также имеет важное значение.

В рифейском разрезе Енисейского кряжа углеродистые породы (глинисто-алеврито-сланцевые и карбонатные) известны на нескольких стратиграфических уровнях: в отложениях шунтарской, токуминской, – нотоскуйской, удерейской и кординской свит [2,16], а в Северном Прибайкалье – в ондокской, авкитской и олоkitской свитах [8,26]. Несмотря на присутствие обогащенных ОВ пород на нескольких стратиграфических уровнях, промышленное полиметаллическое оруденение парагенетически связано лишь с углеродистыми породами токуминской, шунтарской и ондокской свит. Наметилась также эмпирическая связь свинцово-цинкового оруденения с терригенно-карбонатным, а колчеданно-полиметаллического с существенно терригенным типом разреза, что послужило одним из оснований для вы-

деления соответственно рудоносной углеродистой терригенно-карбонатной (токминская свита) и рудоносной углеродистой кремнисто-карбонатно-терригенной (шунтарская и нижняя часть ондокской свит) формаций [20]. Выделенные формации входят в разрезы структур с различным тектоническим типом и известны как в миогеосинклинальных прогибах зон перикратонных опусканий (Енисейский кряж), так и в троговых прогибах (Северное Прибайкалье).

В составе кремнисто-карбонатно-терригенной формации доминирующую роль играют углеродистые глинистые, карбонатно-глинистые и алевролитоглинистые сланцы с прослоями и маломощными пачками карбонатных (иногда строматолитовых) пород и, редко, песчаников. Карбонатные отложения в разрезе не превышают 30 %. В рудных интервалах отмечается существенная примесь хемогенного кремнезема. Глинистый материал обычно представлен гидрослюдами с примесью железистого и магнезиально-железистого хлорита, каолинита, монтмориллонита и пиррофиллита. В рудных интервалах глинистое вещество характеризуется повышенными концентрациями Cu, Zn и Pb [2]. В карбонатной части сланцев присутствуют доломит, кальцит, реже сидерит, а в карбонатных породах — доломит. Осадкообразование проходило в морской обстановке.

Сочетание обломочного, хемогенного или органогенного карбоната с разнообразным по вещественно-структурным признакам терригенным материалом определяет пестроту литологического состава углеродистой кремнисто-карбонатно-терригенной формации, усиливающуюся при метаморфизме. На уровне низких ступеней зеленосланцевого метаморфизма мы наблюдаем слюдистые, кварц-слюдистые, кварц-карбонатно-слюдистые, хлоритоидные и прочие сланцы, кварциты и перекристаллизованные карбонатные породы. При условиях эпидот-амфиболитовой фации (Северное Прибайкалье) в сланцах, в зависимости от исходного состава, появляются гранат, амфибол, ставролит и дистен [26]. Наиболее инертны к метаморфизму карбонатные породы, но уже незначительная примесь в них глинистого материала приводит к появлению гранат-амфиболовых, эпидот-амфиболовых и других пород.

Терригенно-карбонатная формация состоит в основном из углеродистых мергелей, глинистых и кремнистых известняков, доломитизированных известняков, доломитов и песчанистых доломитов с прослоями алевролитоглинистых сланцев. Преобладают карбонатные поро-

ды, которые в разрезе составляют более 50 %. Широкое распространение среди карбонатных пород формации обломочных текстур, наличие текстур косой слоистости, развитие онколитов и строматолитов указывает на мелководные (прибрежно-морские) фации формирования осадков. Глинистые прослои и глинистое вещество карбонатных пород состоят из гидрослюда, хлорита, каолинита и монтмориллонита. Для уровней со свинцово-цинковым оруденением характерно присутствие значительных количеств кремнезема, а в составе глинистого вещества — монтмориллонита. В глинистом веществе фиксируется повышенное содержание таких малых элементов, как Zn , Pb , B , Cr и Zr , в сравнении с кларковыми для глин земной коры в целом [21].

Отложения терригенно-карбонатной формации претерпели, как правило, метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации и превратились в мраморизованные известняки, доломиты, слюдистые и кварц-слодистые сланцы. Более высокий метаморфизм приводит к появлению биотита, амфибола и граната, иногда плагиоклаза.

Общей особенностью пород обеих формаций является присутствие в них углеродистого вещества. В целом, концентрации $C_{орг.}$ в углеродистых сланцах кремнисто-карбонатно-терригенной формации в большинстве случаев не превышают 1 %, находясь на уровне сотых-десятых долей процента. Наибольшие содержания $C_{орг.}$ зафиксированы в сланцах (0,4–0,9 %), наименьшие в кремнистых породах (0,01–0,2 %). Отсюда видно, что средние содержания $C_{орг.}$ в углеродистых сланцах формации нередко даже несколько ниже кларка OB в глинах и глинистых сланцах — 0,8 % [3], что не позволяет параллелизовать их с терригенно-углеродистыми формациями (черносланцевыми) других регионов СССР, для которых характерны высокие содержания $C_{орг.}$ (5 % и выше) и в которых, вне зависимости от возраста пород и геотектонического положения, всегда в повышенных концентрациях содержатся Ni , Co , Cr , Mo , Cu , Ag , V , Zn , Pb [25]. Кроме того, фоновые содержания $C_{орг.}$ в углеродистых сланцах кремнисто-карбонатно-терригенной формации практически находятся на одном уровне с содержаниями $C_{орг.}$ в углеродистых сланцах других стратиграфических горизонтов рифейского разреза, не несущих полиметаллического оруденения. Так например, содержание $C_{орг.}$ в углеродистых сланцах ондокской свиты даже несколько ниже (0,26%), чем в безрудных сланцах авкитской (0,33 %) и олоkitской свит (0,36 %). Аналогична картина и для Енисейского кряжа [16].

Карбонатные породы рудонесной терригенно-карбонатной формации, хотя отчетливо и выделяются своей темно-серой до черной окраской, но по содержанию $C_{орг.}$ (0,05-0,1-0,4 %), так же как и сланцы кремнисто-карбонатно-терригенной формации, относятся к слабоуглеродистым породам.

Картина резко меняется при анализе $C_{орг.}$ в пределах рудных полей. Так, в сланцах рудных интервалов кремнисто-карбонатно-терригенной формации на Линейном месторождении (Енисейский край) концентрация $C_{орг.}$ увеличивается до 5 % и даже 20 % [17], на Таежном - до 25 % [10], а на Холодинском - до 4-6 % [26]. В отдельных прослоях рудных интервалов терригенно-карбонатной формации на Горевском месторождении (Енисейский край) содержание $C_{орг.}$ повышается до 1 %. По нашим представлениям, рудные интервалы перечисленных месторождений отвечают участкам совмещения в пространстве и во времени осадочного и гидротермального рудогенеза. Таким образом, не исключено, что синхронная подводная гидротермальная деятельность выступает здесь в качестве благоприятного экологического фактора, оказывающего решающее значение на температуру и химизм вод в локальных депрессиях, способствующих массовому развитию ОБ.

Элементарный состав ОБ в шунтарской свите соответствует сапропелевому веществу, что подтверждается и изотопным составом углерода [17]. В углеродистых карбонатных породах токминской свиты V/Cr достигает 2,5-16, что также говорит в пользу сапропелей [10].

Степень карбонизации ОБ полностью зависит от степени метаморфизма пород. По мере возрастания метаморфизма наблюдается переход от различных стадий углефикации ОБ - 200-250°C [17] через антрацит и скрытокристаллический графит - 480-550°C [10], к мелкочешуйчатому - 650°C [15] и среднечешуйчатому графиту - 750-850°C [14].

На первой стадии изменения ОБ имеет региональный характер распространения и дисперсное или дисперсно-послойное распределение в виде непрозрачных выделений неправильной формы или нитевидных прерывистых скоплений в тесном срастании с глинистыми и карбонатными минералами. На рентгенограммах ($\kappa_{CO_2} = 3,36A$) фиксируется кристаллический графит [17]. На второй и третьей стадиях карбонизации ОБ наблюдается в форме мелкой сыпи, мелких че-

шук (размером 0,01–0,03 мм), бахромчатых скоплений, волокон, шнуровидных скоплений, которые нередко гофрированы и сплюснуты, что указывает уже на перераспределение ОВ. Четвертичная стадия характеризуется преобразованием ОВ в локальных линейных тектонических зонах до среднечешуйчатого графита, находящегося в ассоциации с биотитом, гранатом и, иногда, саллитманитом.

Сульфидная минерализация присуща всем углеродистым породам формаций. Она наблюдается в форме неравномерно-рассеянной вкрапленности, послойной вкрапленности, слойков, линзочек и гнездовидных скоплений (сингенетическая минерализация) и в форме секущих прожилков с кварцем и карбонатами (эпигенетическая минерализация). Увеличение в породах ОВ коррелируется с увеличением в них сульфидов. Пирит пород (седиментный) отличается низкими концентрациями элементов-примесей, при значениях Co/Ni всегда меньше 1 (в гидротермально-осадочных рудах это отношение всегда больше 1) [19,22,26]. Сера пиритов и пирротитов пород, как правило, обогащена легким изотопом, в то время как сера сульфидов гидротермально-осадочных руд обогащена тяжелым изотопом [11,26].

Содержание рассеянных элементов в составе углеродистых формаций изучено полуколичественным и количественным спектральным, атомно-абсорбционным и, фрагментарно, инструментальным нейтронно-активационным анализами. Выявлен достаточно разнообразный комплекс элементов: Li, Be, B, P, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Cd, In, Sb, Ba, Au, Hg, Pb, Th, U, La, Ce, Nd, Eu, Tb, Yb, Lu. Однако, в большинстве своем концентрации перечисленных элементов не превышают кларковых содержаний в глинистых и карбонатных породах, по А.П.Виноградову [7]. Максимальные содержания малых элементов на кривых распределения в ряду песчаники-сланцы-карбонатные породы приурочены к сланцам. Отличия в содержании элементов-примесей в осадках, метаморфизованных в различной степени, не установлены.

Спектральные и атомно-абсорбционные определения показали, что среди элементов-примесей в близких к кларковых и в более высоких концентрациях присутствуют в углеродистых сланцах кремнисто-карбонатно-терригенной формации Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, а в углеродистых карбонатных и карбонатно-терригенных породах терригенно-карбонатной формации – B, Cr, Mn, Co, Cu, Zn, Ga, Zr, Ba, Pb.

Средние содержания Cu, Zn и Pb в рудоносных
и безрудных сланцах Енисейского края
и Северного Прибайкалья, г/т

Район	Свита, серия	Кол-во проб	Cu	Zn	Pb
Енисейский край	Рудоносные сланцы шунтарской свиты за пределами рудных полей	22	55	100	27
	Безрудные сланцы тунгусикской серии	428	31	59	13
Северное Прибайкалье	Рудоносные сланцы ондокской свиты за пределами рудных полей	40	27	110	53
	Безрудные сланцы олокитской свиты	13	23	70	20
Кларки осадочных пород (глины и сланцы) по А.П.Виноградову [7]			57	80	20

Примечание. Данные о содержаниях Cu, Zn и Pb в сланцах Енисейского края взяты из работы [5].

В углеродистых сланцах, вмещающих колчеданно-полиметаллическое оруденение, по сравнению с "безрудными сланцами", содержание Zn на порядок выше (табл. I) Cu и Pb, при разных соотношениях в них Cu, Zn, Pb: в углеродистых сланцах Енисейского края Zn Cu Pb, а в аналогичных сланцах Северного Прибайкалья Zn Pb Cu. Наблюдается некоторая дифференциация концентраций этих элементов в контурах рудных полей. Наиболее обеднены Cu, Zn и Pb в пределах рудного поля углеродистые сланцы подрудной пачки. В рудной пачке фиксируются максимальные содержания Zn и Pb, а в надрудной — Cu (табл. 2). Коэффициенты корреляции, подсчитанные между $C_{орг.}$, Cu, Zn и Pb в углеродистых сланцах Холодинского месторождения и за его пределами имеют незначимые значения, за исключением поло-

Таблица 2
Средние содержания Cu, Zn, Pb
в углеродистых сланцах
Холоднинского рудного поля
(Северное Прибайкалье), г/т

П а ч к и	Cu	Zn	Pb
Надрудная	66	420	43
Рудная	46	610	64
Подрудная	44	180	44
За пределами рудного поля	27	110	53

Таблица 3
Величины коэффициентов корреляции между Cu, Zn и Pb с $C_{орг.}$
в углеродистых сланцах Холоднинского рудного поля
(Северное Прибайкалье)

П а ч к и	Cu	Zn	Pb	Граничное значение коэф. корреляции при 95 %-ном уровне значимости
Надрудная	-0,25	-0,26	-0,25	0,537
Рудная	0,45	-0,01	0,47	0,372
Подрудная	-0,05	-0,06	-0,30	0,487
За пределами рудного поля	-0,04	-0,17	0,07	0,354

жительной корреляции $C_{орг.}$ с Cu и Pb в рудной пачке (табл.3).
Корреляция $C_{орг.}$ с Ti, V, Cr, Mn, Co и Ni отрицательная [8].

В углеродистых карбонатных породах терригенно-карбонатной
формации в повышенных концентрациях (по сравнению с кларком в
карбонатных породах) находятся Zn и Pb; содержание на кларко-
вых уровнях и ниже. Коэффициенты вариаций Zn и Pb в рудоносных
разрезах выше по сравнению с безрудными [23]. Содержание В в уг-

леродистых породах терригенно-карбонатной формации составляет в среднем 0,01 %, при максимальном - 0,03 %; Mn - 0,1-0,2-0,8 %, при максимальном до 1 %; Ba - сотые доли процента до 0,5 %.

Интересные данные о геохимической специализации углеродистых пород терригенно-карбонатной формации получены при изучении элементов-примесей в диагенетических кремнистых конкрециях токминской свиты. По данным количественного спектрального анализа, они обогащены вблизи месторождений относительно вмещающих пород Ba, Sr, Zn и Pb (коэффициенты относительной концентрации - КОК - соответственно равны 4, 2, 7, 22) и обеднены Zr, Ni, Cr (КОК соответственно равны 0,2; 0,4; 0,4). В, Ti, V, Mn, Cu, Ga имеют КОК, близкие 1. В разрезах, удаленных от свинцово-цинковых залежей, аналогичные по составу, форме, условиям залегания с вмещающими породами кремнистые конкреции токминской свиты не обладают столь контрастными коэффициентами [24]. В них накапливается лишь Ba (КОК = 6), снижается содержание Mn, Zr, Ni, Ti (КОК соответственно равны 0,1; 0,2; 0,4; 0,5; КОК, близкие 1, характерны для В, Cr, Cu, Zn, Ga, Sr и Pb).

Определение индивидуальных концентраций лантаноидов проводилось в лаборатории ядерно-геохимических методов анализа вещества ИГиГ СО АН СССР методом инструментального нейтронно-активационного анализа. Анализируя полученные данные (табл.4 и 5), можно видеть, что концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследованных углеродистых породах близки их кларковым содержаниям в сланцах и карбонатных породах докембрия. Некоторое повышение значений РЗЭ в углеродистых карбонатных породах Енисейского края не коррелируется с содержанием $C_{орг.}$ и, видимо, связано с большей загрязненностью их глинистым веществом. Кривые распределения значений РЗЭ в исследованных карбонатных породах наиболее близки кривой распределения РЗЭ в карбонатных породах Русской платформы. Сравнение нормированных кривых распределения РЗЭ в углеродистых сланцах шунтарской свиты с кривыми распределения РЗЭ в сланцах докембрия также свидетельствует о единой кривой их фракционирования, и по ряду параметров (например Nd/La) они отличаются от углеродистых сланцев черносланцевых формаций (табл. 4). От вмещающих пород гидротермально-осадочные руды отличаются отчетливо выраженной положительной европиевой и отрицательной цериевой аномалиями.

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов в углеродистых кварц-серицитовых сланцах
кремнисто-карбонатно-терригенной формации Енисейского края, г/т

Номер пробы	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Σ	Lu	Eu/Sm	Nd/La	Ce/La
В-1-234	69	110,5	48	21,4	2,19	2,2	9,15	262,44	1,2	0,1	0,7	1,6
Д-51-243	59	110	52	15	-	1,5	8,2	245,7	1,2	-	0,9	1,9
Д-58-232	43	64	47	10	0,15	1,1	5,6	170,85	0,79	0,02	1,1	1,5
Д-43-77	55	110	39	14	0,64	1,6	8,4	228,64	1,1	0,05	0,7	2
Среднее	56,5	98,6	46,5	15,1	0,99	1,6	7,84	227,4	1,07	0,06	0,9	1,8
Сланцы докембрия [4]	20,3	44,4	21,8	3,91	1,57	0,65	2,45	95,45	0,37	0,4	1,1	2,2
Черные сланцы Европы [9]	48,6	74,9	64	11,8	-	14,4	6,7	220,4	-	-	1,3	1,5
Осадочные породы [7]	40	50	23	6,5	1	0,9	3	124,4	0,7	0,15	0,6	1,3

Таблица 5

Средние содержания редкоземельных элементов в углеродистых
(карбонатных) породах терригенно-карбонатной формации на Енисейском крае, г/т

Номер пробы	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Σ	Lu	Eu/Sm	Nd/La	Ce/La
В-1-90	10,7	18,1	8,8	2,8	0,59	0,53	1,47	42,99	0,24	0,21	0,8	1,7
В-1-144	10,8	16,8	8,35	2	0,36	0,2	0,8	39,31	0,1	0,18	0,8	1,6
В-1-180	5,3	10,8	5,2	1,76	0,19	-	1,45	24,7	0,21	0,11	1	2
Р-4-79	5,3	8,4	4,1	1,3	0,23	0,16	0,73	20,22	0,12	0,18	0,8	1,6
Г-103/81	4,3	17	-	1,8	0,6	0,18	0,51	24,39	0,1	0,46	-	4
Г-16/80	8	13,5	5,4	1,9	0,52	0,16	0,86	30,34	0,14	0,27	0,7	1,7
В-1-143	7,4	12,3	8,48	1,81	0,28	0,25	1,27	31,74	0,15	0,15	1,2	1,7
В-1-1	5,1	7,84	4,1	2,5	0,17	0,09	0,29	20,09	0,06	0,07	0,8	1,5
В-1-11	8,5	15,5	7,3	1,94	0,28	0,22	1,34	35,07	0,19	0,14	0,9	1,8
В-1-21	9,1	15,3	8,2	2,3	0,35	0,45	0,63	36,55	0,22	0,15	0,9	1,7
В-1-19	12,0	20,6	16,0	3	-	0,25	1,1	52,95	0,25	-	1,3	1,7
Г-63/81	10,2	33	25	3,1	0,7	0,4	1	73,4	0,4	0,23	2,5	3,2
Г-29-107	16,6	42,3	24,5	4,8	2,6	0,3	0,96	92,06	0,2	0,54	1,5	2,5
Гк-8/79	16,7	23,9	12,9	2,4	1,1	0,26	1,79	59,05	0,3	0,46	0,8	1,4
Г-19-66	16	25,2	14	3,6	0,49	0,39	1,28	60,96	0,29	0,14	0,9	1,6
Г-427-925	11,4	18,3	10,5	2,84	0,56	0,4	1,4	45,4	0,29	0,2	0,9	1,6
Г-427-195	13	22,4	12,8	2,9	0,66	0,42	1,5	53,68	0,25	0,23	1	1,7
Г-19-514,6	10,6	18,1	8,76	2,7	0,48	0,36	1	31,4	0,19	0,18	0,8	1,7
Г-19-630	11	15,7	6,2	2,56	0,44	0,42	1,37	26,69	0,2	0,17	0,6	1,4
Гк-2/79	12,8	19,2	8,2	2,54	0,56	-	-	43,3	0,1	0,22	0,6	1,5
Г-427-1320	11,3	18,6	10,4	2,7	1,05	0,52	1,1	45,67	0,22	0,39	0,9	1
Карбонаты русской платформы [4]	3,3	16	7,9	1,5	0,3	0,3	0,55	34,95	0,1	0,2	2,4	4,8

Примечание. Прочерк означает отсутствие данных.

Суммируя вышеизложенное, подчеркнем следующие основные положения.

1. По содержанию $C_{орг.}$ породы рудоносных формаций Енисейского края и Северного Прибайкалья относятся к малоуглеродистым и не отличаются от углеродистых образований других стратиграфических уровней этих регионов. В литературе они часто описываются под названием "черносланцевых", что не совсем верно, поскольку породы терригенно-углеродистых (черносланцевых) формаций содержат $C_{орг.}$ больше 5 % и имеют повышенный специфический набор элементов-примесей [25]. Повышенные же значения $C_{орг.}$ и отдельных рассеянных элементов в рассмотренных примерах фиксируются лишь в контурах рудных полей, что связано скорее всего с синхронной подводной вулканической деятельностью.

2. В углеродистых породах рудоносных формаций выявлен широкий спектр рассеянных элементов, но концентрации их в большинстве случаев не превышают кларковых значений в осадочных породах. Такая картина обусловлена, по-видимому, невысокими содержаниями ОВ в осадках, что определило и общий низкий сорбционный потенциал отложений.

3. По содержанию Cu, Zn и Pb углеродистые породы рудоносных формаций обычно несколько богаче "безрудных сланцев" других стратиграфических горизонтов, но не намного превышают кларковые значения в осадочных породах. Наиболее высокие содержания этих элементов свойственны лишь породам рудных полей.

Таким образом, в рассмотренных случаях ОВ не определяет геохимическую специализацию рудоносных формаций. Выявленные закономерности во многом зависят от состава продуктов областей сноса и синхронной подводной гидротермальной деятельности.

Литература

1. Алексеев Д.Н. Рудоносные углеродсодержащие формации Забайкалья и Прибайкалья. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.2. М.: Наука, 1981, с.172-181.

2. Акульшина Е.П., Казанский Ю.П., Петров В.Г. и др. Углеродистые отложения верхнего докембрия Енисейского края, их литолого-геохимическая характеристика и условия формирования. - Там же, с.11-16.

3. Альтгаузен М.Н., Успенский В.А. Геохимия углеродистого вещества нижнепалеозойских черных сланцев. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.1. М.: Наука, 1981, с.34-42.

4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.

5. Балицкий Д.К. Вертикальная (стратиграфическая) зональность полиметаллического оруденения западной части Енисейского края. - В кн.: Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск, Кн. изд-во, 1976, с.70-75.

6. Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охапкин Н.А., Прохоров В.Г. Стратиформные сульфидные месторождения черносланцевых толщ и условия их образования. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.2. М.: Наука, 1981, с.204-211.

7. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с.555-571.

8. Гаськов И.В. Углеродистые сланцы Олоkitского синклиниория, их литология, геохимия и рудоносность. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с.83-84.

9. Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев / Гецева Р.В., Дерягин А.А., Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. М.: Наука, 1981. 120 с.

10. Грибов Е.М., Гурвич Е.М. Рудоносные углеродистые формации Енисейского края. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.1. М.: Наука, 1981, с.173-181.

11. Гриненко Л.Н., Артеменко В.Д., Пономарев В.Г. Соотношение изотопов серы в рудах и породах Горевского свинцово-цинкового месторождения. - В кн.: VII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1978, с.51-53.

12. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 352 с.

13. Дистанов Э.Г., Пономарев В.Г. О геолого-генетических особенностях Горевского свинцово-цинкового месторождения. - Геол. и геофиз., 1980, № 12, с.27-36.

14. Ефимов А.Н., Тетяева Т.М. Расчленение и корреляция метаморфических комплексов докембрия и нижнего палеозоя Забайкалья. Л.: Недра, 1982. 208 с.

15. Ковалев К.Р., Кочеткова К.В., Корнева Т.А., Гаськов И.В. Температурные условия метаморфогенного рудообразования Холоднинского рудного поля. — В кн.: Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982, с.86–99.

16. Ли Л.В., Даценко В.М., Бовин Ю.П., Лопатин А.П. Углеродистое вещество и золото в черных сланцах Енисейского края. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.2. М.: Наука, 1981, с.214–221.

17. Мирошников А.Е., Бровков Г.Н., Голышев С.И., Охалкин Н.А. Углеродистое вещество в рифейских сульфидоносных черных сланцах Линейного свинцово-цинкового месторождения. — Литология и полезные ископаемые, 1977, № 3, с.141–147.

18. Пономарев В.Г. Стратиформные сингенетичные колчеданно-полиметаллические месторождения в протерозойских отложениях Енисейского края. — Геол. и геофиз., 1974, № 11, с.59–66.

19. Пономарев В.Г. Главные признаки синхронности отложения колчеданно-полиметаллических руд с рифейскими толщами Рассохинского рудного поля (Енисейский край) и вопросы их генезиса. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с.80–118.

20. Пономарев В.Г., Акимцев В.А. Литология, геохимия и рудоносность углеродистых верхнепротерозойских отложений Енисейского края и Северного Прибайкалья. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с.80–81.

21. Пономарев В.Г., Акульшина Е.П., Сараев С.В. Углеродистые карбонатно-сланцевые толщи докембрия и сингенетичное им колчеданно-полиметаллическое оруденение на Енисейском крае. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.1. М.: Наука, 1981, с.169–173.

22. Рипп Г.С., Кавиладзе М.Ш., Каперская Ю.Н. Некоторые черты геохимии сульфидов в черносланцевых толщах Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.2. М.: Наука, 1981, с.20–26.

23. Сараев С.В. Петрохимия и геохимия осадочных пород, вмещающих стратиформное полиметаллическое оруденение Енисейского края. — В кн.: Рудная специализация осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири. Ч.2. Хабаровск, 1983, с.38–39.

24. Сараев С.В., Акимцев В.А. Конкреции из отложений докембрия Енисейского края. – В кн.: Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций. Тюмень, 1983, с.81–82.

25. Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Углеродистые формации докембрия и их металлоносность. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.1. М.: Наука, 1981, с.9–18.

26. Холоднинское колчеданно–полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья / Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. и др. Новосибирск: Наука, 1982. 208 с.

В.А.Элобин, В.С.Пархоменко

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ, РЕДКИХ, РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ
И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ
И ВЫСОКУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ ПРОТЕРОЗОЯ УРАЛА,
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Геохимические особенности высокоуглеродистых и углеродсодержащих сланцев как потенциальных источников рудных элементов давно привлекают к себе большое внимание. Особый интерес представляет при этом сравнительное изучение названного комплекса пород из отложений, формировавшихся в различных регионах в разные периоды геологической истории. Одним из наиболее ранних периодов появления углеродсодержащих и высокоуглеродистых осадков является протерозой. В протерозое углеродсодержащие и высокоуглеродистые отложения известны на различных континентах. К ним тяготеют крупнейшие месторождения золота, урана, колчеданно–полиметаллических руд, графита. Однако, несмотря на это, геохимические особенности рассматриваемых пород остаются далеко не достаточно изученными. Прежде всего требуют решения вопросы, связанные с выяснением условий накопления и образования рудных концентраций в них тех или иных элементов, причин металлогенической специализации различных черносланцевых толщ на те или иные типы полезных ископаемых.

С этой целью в настоящем сообщении рассматриваются особенности распределения в углеродсодержащих и высокоуглеродистых отложениях протерозоя ряда регионов страны (Урал, Енисейский край, Ленский район, Малый Хинган) золота, серебра, ряда редких, редкоземельных, радиоактивных и других элементов, концентрации которых представилось возможным определить с использованием современных аналитических методов: инструментального нейтронно-активационного (Fe, Ti, Sc, Cr, W, Co, Mo, Zn, Au, Ag, As, Sb, Se, Br, Na, K, Rb, Cs, U, Th, Hf, Ta, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Yb, Lu), атомно-абсорбционного (Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Ni, V, Cr, Mn, Au, Ag), гамма-спектрометрического (U по Ra, Th и K) и традиционных спектральных количественных и приближенно-количественных анализов. Все перечисленные виды аналитических работ выполнены в лабораториях ИГиГ СО АН СССР - Ядерногеохимических методов анализа и Спектральной (аналитики В.С.Пархоменко, Л.Н.Смертина, В.Г.Цимбалист, А.А.Алабина, Н.А.Яковлева).

Помимо микроэлементного состава, в тех же пробах углеродсодержащих - высокоуглеродистых сланцев определены в подавляющем большинстве случаев содержания породообразующих элементов по стандартным методикам и содержание $C_{орг.}$ по данным газометрического метода (лаборатории Новосибирского и Красноярского геологических объединений) и термического анализа (лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Корнева Т.А.). Сопоставимость результатов анализов на различные элементы по разным методам приведена в таблицах. В целом можно отметить, что несмотря на имеющиеся расхождения в определении концентраций отдельных элементов при применении различных аналитических методов, главные тенденции в их распределении отражаются достаточно однообразно. Об этом же свидетельствуют высокие положительные коэффициенты корреляции (вероятность 95-99 %) между содержаниями элементов, определенных различными способами. При обсуждении результатов за основу принимались главным образом данные по нейтронно-активационному и атомно-абсорбционному анализам.

Пробы углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцев для анализов взяты из опорных разрезов протерозоя (преимущественно верхнего, по существующим стратиграфическим схемам). Эти отложения входят в состав мощных (более 10-15 км) миогеосинклинальных толщ, образующих складчатое обрамление Русской (западный склон

Урала), Сибирской (Енисейский край, Ленский район) и Китайской платформ (Малый Хинган). Характеристика данных разрезов приведена в многочисленных публикациях [1-3, 8-14] и многих других.

Углеродсодержащие и высокоуглеродистые отложения представлены в изучавшихся разрезах (табл. I) различными типами сланцев, отличающихся по содержанию $C_{орг.}$, петрохимическим и литологическим особенностям, степени метаморфических преобразований и минеральному составу. В целом они относятся к черносланцевой формации, характеризующейся черной, вплоть до аспидно-черной, окраской входящих в неё пород. Однако изучение этих образований показывает, что содержание $C_{орг.}$ в черных сланцах варьирует в значительных пределах. В подавляющем большинстве темноокрашенных пород, представляющих в той или иной степени метаморфизованные аналоги алевропелитовых отложений, содержание $C_{орг.}$ составляет десятые доли процента. Такие образования слагают толщи значительной мощности – сотни метров в ранге подсвит, свит и серий. В настоящем сообщении они относятся к типу углеродсодержащих.

В отличие от углеродсодержащих – высокоуглеродистые сланцы характеризуются аномально повышенными концентрациями $C_{орг.}$ – в 2-3 и более раз. Условно к ним можно отнести породы с содержанием $C_{орг.}$ более 1-2 %. В сравнении с углеродсодержащими темноокрашенными породами высокоуглеродистые сланцы имеют значительно более локальное распространение и образуют прослой, слои и пакки ограниченной мощности – первые метры, десятки метров, реже до сотни метров [4, 6]. По простиранию они прослеживаются от нескольких километров до десятков и представляют по условиям залегания уплотненные линзы.

Чрезвычайно характерно литолого-стратиграфическое положение высокоуглеродистых сланцев в протерозойских толщах. В подавляющем большинстве изученных разрезов Енисейского края, Ленского района, Малого Хингана эти образования тяготеют к участкам смены метаморфизованных аналогов карбонатных отложений пелитоморфными терригенными [4, 6, 8, 9]. В соответствии с цикличностью осадконакопления, во многих регионах в карбонатно-терригенных циклах высокоуглеродистые отложения появляются на разных стратиграфических уровнях в докембрийских разрезах несколько раз, например, на Енисейском крае, в Ленском районе.

Характеристика исследованного материала

№ п/п	Г. пробы	Место взятия	Стратиграфическое положение и типы пород
<u>Урал, западный склон, верхний протерозой</u>			
1	3-667-75	р.Ай, Липовые горы. Айская свита,	темно-серый серицитовый алевросланец
2	3-871-75	р.Ай, Липовые горы. Айская свита,	темно-серые серицитовые алевросланцы
3	3-916-75	р.М.Бердяуш, I км ю.-з. Бердяуша. Саткинская свита,	плитчатые черные алевросланцы
4	3-1000-75	Шуйдинский карьер рудника Бакал.	Эгальгинская свита, черные слюдяные кварциты
5	3-1002-75	Шуйдинский карьер рудника Бакал.	Эгальгинская свита, аспидные пиритизированные сланцы
6	3-1007-75	Ново-Бакальский карьер рудника Бакал.	Темно-серые пиритизированные сланцы
7	3-1031-75	Гаевский карьер рудника Бакал.	Черные плитчатые сланцы бакальской свиты
<u>Малый Хинган, левый берег р.Амур выше устья р.Белой</u>			
8	3-865-76	Совзненская свита,	черные графитоносные силлманит-слюдяные кварциты
9	3-866-76	Совзненская свита,	графитоносные кварциты
10	3-878-76	Совзненская свита,	слюдясто-силлманитовые графитоносные сланцы
11	3-883-76	Совзненская свита,	аспидно-черные графитоносные слюдясто-силлманитовые сланцы
12	3-895-76	Совзненская свита,	аспидно-черные графитоносные слюдяные сланцы
13	3-899-76	Совзненская свита,	аспидные графитоносные слюдяные сланцы
<u>Ленский район (Бодайбинский синклиниорий)</u>			
14	3-57-76	р.Бодайбо, 2,3 км выше устья р.Бодайбокана,	дзельсуканская свита, черные интенсивно пирротинизированные сланцы биотитсодержащие
15	3-64-76	Участок Сухой Лог, скв.85, 263 м,	хомолхинская свита, аспидно-черные алевросланцы
16	3-242-74	Там же, скв.85, 267 м,	черные пиритизированные алевросланцы
17	3-245-74	Там же, скв.85, 271 м,	черные углеродистые алевросланцы пиритизированные
18	3-247-74	Там же, скв.85, 283 м,	черные пиритизированные алевросланцы хлорит-серицитовые
19	3-249-74	Там же, скв.85, 283 м,	черные пиритизированные алевросланцы хлорит-серицитовые
<u>Енисейский край</u>			
20	3-15-70	р.Тыри, 3 км ниже устья руч.Тайменка, удерейская свита,	черные хлорит-серицитовые алевросланцы
21	3-41-73	Западная зона, месторождение Минеинское, скв.58, 102-106 м,	черные сланцы
22	3-46-73	Там же, скв.58, 127-136 м,	аспидно-черные пиритизированные сланцы
23	3-48-73	Там же, скв.58, 135-139 м,	аспидно-черные пиритизированные сланцы
24	3-52-73	Там же, скв.58, 151-158 м,	черные пиритизированные сланцы тунгусинской серии
25	3-414-73	Восточная зона, пос.Новое Калам, скв.1, 1, 1	биотит-серицитовые черные сланцы
26	3-416-73	Там же, скв.2, 26 м,	черные пирротинизированные биотит-серицитовые сланцы
27	3-419-73	Там же, скв.2, 67 м,	то же, пенчентинская свита тейской серии
28	3-38-69	р.Панкыба, среднее течение, панкыбинская толща,	черные серицит-биотитовые сланцы
29	3-39-69	Там же,	аспидно-черные серицит-биотитовые сланцы
30	3-120-69	Там же,	черные серицит-биотитовые сланцы с интрузивной пирита
31	3-109-68	Месторождение Ахты, р.Севагликон, кординская свита,	черные биотитсодержащие сланцы
32	3-181-68	Там же,	то же
33	3-193-68	Там же,	то же
34	ГЧ-84/13	Месторождение Герфед, скв.84, 13 м,	кординская свита сухопитской серии, черные сланцы
35	ГЧ-84/41	Там же, скв.84, 41 м	
36	ГЧ-84/107	Там же, скв.84, 107 м	

Несколько отличается в этом отношении положение высокоуглеродистых (до 4 % $C_{орг.}$) аспидно-черных сланцев зигальгинской свиты юрматинской серии рифея западного склона Урана — наиболее высокоуглеродистых пород в изучавшихся разрезах рифея этого региона. В карьерах железорудного месторождения Бакал они сменяют вверх по разрезу кварцито-песчаники и кварцито-сланцы той же свиты. Однако и в этом случае нижележащие отложения представлены терригенно-карбонатными осадками бакальской свиты бурзянской серии.

По петрохимическим особенностям углеродсодержащие и высокоуглеродистые сланцы относятся преимущественно к метаморфизованным аналогам существенно терригенных пелитоморфных или алевропелитовых осадков — кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых со значительными вариациями в концентрациях глинозёма (4–20 вес. % Al_2O_3) и кремнезёма (50–82 % SiO_2) даже в пределах одного и того же слоя или пачки пород (табл.2). Помимо карбонатных и кремнистых (кварцитов) отложений в ассоциации с высокоуглеродистыми породами характерно появление во многих случаях высокоглинозёмистых осадков с содержанием Al_2O_3 более 20–25 % [9]. Количество карбонатной примеси в подавляющем большинстве случаев, несмотря на тесную ассоциацию высокоуглеродистых сланцев с карбонатными породами, незначительно: десятые и не более первых процентов в отдельных случаях. Отличаются рассматриваемые породы по содержанию и соотношению щелочей (натрия и калия). При этом они, как и вмещающие их толщи, относятся либо к типу повышенной калиевости (Урал), либо натровости (Ленский район), либо к промежуточным калинатовым или натрово-калиевым образованиям (Енисейский край). Устанавливаются различия между сланцами отдельных регионов или стратиграфических подразделений по содержанию железа и магния. При этом представляется возможным выделять типы как с повышенной железистостью и магниальностью, так и с пониженными концентрациями этих компонентов.

Чрезвычайно важной характеристикой углеродсодержащих и высокоуглеродистых пород является степень их сульфидоносности и фосфатоносности. В изучавшихся разрезах докембрия наблюдаются как низко- (десятые доли % сульфидной или общей серы), так и высокосульфидизированные разности с содержанием серы от первых процентов до десятков. Особенно высока сульфидоносность рудовме-

Содержания породообразующих элементов в углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцах, вес. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ.}	CO ₂	C _{орг.}	П.п.п.
I	66,16	0,6	15,39	2,62	2,05	0,01	1,6	0,33	1,63	7,13	0,15	0,02	0,16	0,11	I,97 99,66
2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,14	-
3	63,94	0,75	17,76	1,75	1,74	0,02	2,4	0,22	1,08	7,43	0,09	0,01	0,27	0,31	2,59 99,65
4	82,96	0,29	4,51	0,62	0,43	Н.о.	0,1	4,36	0,06	1,2	3,5	0,59	0,16	1,6	2,13 99,84
5	62,99	1,13	19,68	1,98	-	0,4	0,19	0,33	4,6	0,004	0,97	0,27	4,08	7,85	99,63
6	45,13	0,71	22,08	2,79	7,9	0,34	3,5	0,42	0,16	5,62	0,13	0,94	5,10	0,09	10,71 99,61
7	58,09	0,85	23,61	2,36	0,01	1,9	0,27	0,05	8,31	0,06	Н.о.	0,11	-	4,24	99,73
8	80,86	0,30	2,63	0,08	0,57	0,04	0,4	1,95	0,54	0,10	0,05	0,02	0,44	12,04	12,67 100,35
9	63,39	0,29	4,31	0,51	1,4	0,06	0,3	3,5	0,22	0,19	0,10	Сл.	0,39	24,95	25,41 99,65
10	72,80	0,75	11,4	2,59	Н.о.	0,2	0,23	0,46	2,83	Н.о.	-	-	6,71	8,25	99,48
11	56,50	0,61	9,68	1,74	0,08	1,6	4,14	0,34	1,28	0,08	0,1	1,57	19,27	24,23	100,34
12	63,03	0,85	14,34	0,44	0,41	0,08	8,6	0,28	0,38	4,12	0,04	0,02	0,52	12,40	15,4 99,87
13	59,03	0,66	10,38	0,60	0,75	0,06	0,7	1,1	1,68	4,98	0,05	Сл.	0,69	19,01	20,28 100,27
14	66,96	0,66	13,83	3,12	0,02	0,4	1,3	0,92	2,6	0,12	0,56	-	6,25	9,22	99,62
15	55,37	0,89	10,41	12,47	0,1	0,3	1,5	0,96	2,12	0,07	22,3	-	6,01	14,72	100,17
16	50,62	1,02	17,74	8,46	0,19	3,0	0,83	0,92	3,48	0,12	4,93	-	5,0	13,65	99,61
17	54,90	0,90	19,06	5,28	0,04	3,4	0,14	1,14	3,80	0,17	1,09	-	4,64	11,9	100,39
18	56,5	0,94	17,92	5,30	0,04	3,4	0,56	0,92	3,68	0,13	1,63	-	3,58	10,44	99,55
19	52,25	1,0	18,88	7,88	0,05	2,3	1,53	0,85	3,81	0,20	8,42	-	3,55	12,15	100,40
20	61,5	0,9	16,90	1,17	5,57	0,2	1,3	0,55	1,95	3,46	0,1	0,11	0,99	0,40	5,74 99,54
21	68,48	0,88	15,66	3,39	Н.о.	0,4	0,19	0,27	4,21	0,06	1,06	0,16	2,15	5,39	99,34
22	56,61	0,42	11,51	6,81	-	0,4	0,19	0,32	2,62	0,03	12,3	1,11	13,49	20,38	99,23
23	67,67	0,3	6,65	Σ Fe ₂ O ₃	8,36	0,01	0,2	0,62	0,24	1,37	0,06	16,11	0,44	5,61	13,23 98,66
24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,39	-
25	73,33	0,73	11,81	2,37	0,03	1,1	0,33	0,38	2,91	0,29	1,68	1,11	3,66	6,15	99,68
26	62,56	0,86	11,25	6,54	0,04	1,6	0,61	0,52	2,81	0,35	10,2	0,22	4,70	11,48	98,53
27	61,1	0,76	10,14	10,83	0,1	2,7	0,75	0,26	2,14	0,43	12,93	0,44	2,37	9,88	99,00
28	60,8	0,33	19,60	5,69	0,02	2,5	0,74	0,51	4,31	0,15	0,23	0,33	0,97	5,16	99,61
29	70,12	0,59	9,79	2,13	0,11	1,0	0,33	0,17	2,71	0,20	0,18	0,55	10,73	12,3	99,49
30	65,00	0,66	13,0	1,06	3,14	0,06	1,6	1,50	0,31	3,26	0,20	2,3	0,24	4,43	9,13 98,72
31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,69	-
32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,13	-
33	77,00	0,70	11,70	3,21	0,02	0,3	0,20	0,14	2,36	-	Н.о.	Н.о.	2,03	3,96	99,54
34	68,71	0,84	16,00	4,02	Н.о.	1,2	0,20	0,16	4,21	0,09	0,04	0,16	0,82	4,15	99,56
35	66,61	0,70	13,38	6,01	0,04	1,6	0,33	0,27	3,78	0,15	5,39	1,16	1,27	1,27	99,45
36	63,50	1,09	16,77	5,76	0,10	2,0	0,47	0,32	4,74	0,11	1,57	0,77	0,73	4,73	99,55

щающих сланцев (см. табл.2). Особую разновидность углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцев составляют фосфатонесные углеродистые породы с повышенными надкларковыми концентрациями фосфора (на уровне первых - десятков процентов P₂O₅). К числу таких образований относятся черные сланцы зигальгинской свиты Урала (см. табл.2), а также некоторые разновидности черных высокоуглеродистых сланцев в золотоносных толщах Енисейского края [5].

По минеральному составу высокоуглеродистые и углеродсодержащие сланцы достаточно разнообразны, что определяется как их петрохимическими особенностями, так и степенью метаморфических

преобразований. В докембрийских отложениях Урала, в части разрезов Енисейского края (черные сланцы р.Тыры удерейской свиты и высокоуглеродистые сланцы шунтарско-киргитейской свиты тунгусикской серии западной зоны Енисейского края, вмещающие колчеданно-полуметаллическую минерализацию месторождения Линейного) и Ленского района (сланцы хомолхинской свиты, вмещающие золоторудную минерализацию) углеродсодержащие и высокоуглеродистые отложения представлены филлитовидными хлорит-кварц-серицитовыми сланцами с различными соотношениями названных минералов. В нижних частях разрезов Енисейского края и Ленского района отложения с повышенными содержаниями углерода представлены биотитсодержащими, а на Малом Хингане, помимо этого, слюдисто-кварцевыми силлиманитсодержащими кристаллическими сланцами (союзненская свита). Таким образом по степени метаморфизма в исследованных разрезах углеродсодержащие и высокоуглеродистые породы относятся к различным ступеням зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Сульфидная минерализация в рассматриваемых породах различна. Сульфиды во всех случаях относятся к типу послойно-вкрапленных, распространяющихся по слоистости-сланцеватости пород. В породах низких ступеней метаморфизма преобладает пирит с небольшим количеством пирротина, в породах с повышенной степенью метаморфизма — пирротин, как правило, халькопиритсодержащий. Природа сульфидной минерализации в рассматриваемых образованиях, по-видимому, различна и далеко не всегда может интерпретироваться однозначно. Часть сульфидной минерализации имеет, по-видимому, метаморфогенное происхождение — эти сульфиды (пирит, пирротин с включениями халькопирита) ассоциируют с метаморфическими минералами — например, биотитом. Однако не исключено и эманационное происхождение названных минералов под воздействием крупных гранитоидных массивов, внедрение которых обуславливает регионально-контактный характер метаморфических преобразований рассматриваемых толщ Енисейского края, Ленского района и Малого Хингана.

Органическое вещество в углеродсодержащих и высокоуглеродистых отложениях по визуальным наблюдениям шлифов в отраженном свете, а также термографическим определениям и в отдельных случаях рентгеноструктурным анализам представлено в подавляющей массе графитом. Степень графитизации органического вещества, судя по термографическим исследованиям, выполненным Т.А.Корневой,

Содержание породообразующих элементов и элементов-примесей
в углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцах

№ п/п	Na ^{ак} ИНА	K ^{ак} ИНА	Rb ИНА	Sr ИНА	U ИНА	U У	Th ИНА	Th У	Au ^{ак} ИНА	Ag ИНА	Ag А	As ИНА	Sb ИНА	Se ^{ак} ИНА	Br ИНА
1	1,15	3,9	226	2,4	3,1	2,8	21,3	18,6	1,2	0,20	0,04	2,4	0,34	<15	1,5
2	1,56	1,5	127	4,0	2,7	3,0	9,6	8,3	1,2	0,24	0,06	6,0	0,33	4	<1,0
3	0,73	5,2	228	8,3	5,3	5,0	14,4	12,4	1,2	0,24	0,03	4,8	0,88	<10	1,3
4	0,02	1,0	17	2,0	9,5	9,0	4,3	3,5	0,8	0,36	-	6,2	1,82	<10	2,1
5	0,25	3,0	139	7,9	6,0	6,0	14,7	17,1	8,8	0,34	-	10,0	0,40	8	2,3
6	0,09	5,2	155	9,3	4,6	6,3	13,6	13,0	4,1	0,27	0,05	13,8	0,65	<10	<0,7
7	0,05	6,1	216	6,8	6,2	4,3	14,5	12,3	5,6	0,31	0,03	2,6	0,44	<10	<1,0
8	0,02	0,1	9	0,4	25,7	20,7	4,1	7,0	2,4	0,18	0,01	4,9	0,78	10	1,0
9	0,09	0,1	13	0,7	28,7	25,2	4,4	4,2	2,2	0,21	0,05	5,8	0,89	13	1,0
10	0,34	1,9	80	4,6	6,3	7,9	7,8	7,1	3,0	0,38	0,13	7,1	0,47	27	<1,0
11	0,21	1,0	61	3,8	70,2	43,9	9,4	6,1	11,1	0,32	0,14	8,3	2,35	23	<1,0
12	0,31	3,0	166	12,4	7,7	7,5	8,1	6,6	3,3	0,46	0,20	4,0	2,93	18	<1,0
13	1,07	3,0	82	5,3	19,3	22,4	10,5	9,2	4,9	0,22	-	3,2	1,64	5	<1,0
14	0,70	1,7	158	4,1	10,1	15,1	10,0	9,6	4,2	0,42	0,27	8,2	0,33	20	<1,0
15	0,72	1,3	83	2,6	5,2	10,5	2,4	2,6	7,1	0,53	0,18	67,0	0,94	100	0,9
16	0,55	2,1	144	6,6	18,8	19,6	6,4	8,0			0,02	121,0	0,73	9	1,6
17	0,70	2,5	182	6,1	11,4	10,8	8,3	8,6	62,3	0,7	0,03	9,0	0,29	4	1,4
18	0,61	2,4	155	6,7	11,7	11,3	6,6	6,2			0,04	33,0	0,44	<15	1,2
19	0,57	2,4	154	7,0	12,6	13,4	7,7	9,0			0,17	129,0	1,3	14	2,2
20	1,23	1,7	179	14,5	3,4	3,8	17,3	19,2	0,6	0,36	0,02	6,7	0,44	<15	<1,0
21	0,18	3,0	235	16,7	10,5	6,9	12,8	10,4	5,6	0,60	0,15	22,4	3,5	13	<2,0
22	0,22	1,8	130	11,9	15,2	9,8	8,6	7,3	6,8	0,54	0,67	107,0	4,0	37	<1,0
23	0,16	1,1	62	5,9	11,2	7,0	5,5	4,7	13,8	1,14	1,4	147,0	17,7	44	1,2
24	0,05	1,2	73	7,0	3,9	2,6	6,1	4,5	3,1	0,25	0,06	2,2	0,40	4	<1,0
25	0,30	2,1	150	4,9	13,8	11,6	8,8	9,9	3,5	0,38	0,19	1,4	0,47	25	1,3
26	0,41	1,9	147	7,8	15,5	14,5	13,7	12,1	4,3	1,05	0,8	1,1	0,46	83	<2,0
27	0,16	1,7	117	7,6	6,0	4,9	9,4	10,6	3,9	0,90	1,2	11,6	0,52	62	<2,0
28	0,40	3,0	175	7,9	12,6	6,2	13,1	13,0	5,9	0,20	0,16	51,0	1,17	7	1,6
29	0,11	2,0	96	5,0	16,1	12,3	6,9	4,1	12,8	0,29	0,43	6,9	4,52	41	1,0
30	0,24	2,8	152	9,1	21,4	13,6	9,2	7,1	14,8	1,03	1,3	23,2	21,8	107	7,7
31	0,23	2,5	138	5,3	11,4	5,4	15,8	12,6	2,2	0,12	0,03	3,1	1,24	7	2,3
32	0,27	3,4	179	9,7	16,0	8,7	14,6	14,0	16,7	0,20	0,19	0,6	0,92	14	2,2
33	0,12	1,7	102	3,9	11,6	7,2	9,6	7,6	10,9	2,26	2,8	12,6	3,95	165	3,4
34	0,10	3,1	186	7,1	12,9	8,8	12,5	9,4	15,0	0,95	0,91	102,0	10,1	65	1,7
35	0,20	2,8	152	5,7	11,8	7,4	10,2	9,8	21,0	0,5	0,72	20,7	3,7	43	<1,0
36	0,25	3,3	200	5,3	10,3	4,7	10,6	10,2	17,4	0,42	0,09	46,0	2,5	20	1,2

Примечание. Содержания - г/т, * - %, ** - мг/г, *** - условные единицы, для селена приближенные к г/т. ИНА - инструментальный нейтронно-активационный анализ, У - гамма-спектрометрия, А - атомная абсорбция. Содержания золота приведены по усредненным данным инструментального нейтронно-активационного, спектроскопического и атомно-абсорбционного анализов.

несколько различается в зависимости от степени метаморфизма углеродсодержащих отложений: при низких степенях - филлитовидных сланцах кварц-серицит-хлоритового состава экзотермические эффекты сгорания графита лежат в области температур 460-600°C, в кристаллических графитоносных биотитсодержащих сланцах - 640-660°C и в силиманитсодержащих сланцах амфиболитовой фации - 740-790°C.

В коллекции проанализированных проб (табл. I-6) представлены наиболее характерные типы углеродсодержащих и выделенных высоко-

Содержание элементов-примесей в углеродистых
и высокоуглеродистых сланцах протерозоя

№ п/п	Pb				Zn			Cu			Mo			Sn	
	A	K	П	ИНА	A	K	П	A	K	П	ИНА	A	K	П	K
I	Н.о.	7	10	19	24	30	30	21	32	30	2,9	0,6	0,6	0,5	1,6
2	12	10	10	56	37	60	30	21	42	15	2,4	3,0	1,0	0,5	1,2
3	15	8	10	24	38	60	30	23	38	20	2,6	1,0	0,9	0,5	1,6
4	9	15	10	<10	3	10	Н.о.	24	42	30	3,6	1,0	0,9	0,5	1,0
5	78	90	100	<15	16	10	30	52	129	30	3,5	1,5	1,0	1,0	2,0
6	Н.о.	4	3	<12	3	10	30	18	35	10	1,8	1,0	0,9	Н.о.	2,6
7	—	7	5	31	16	30	Н.о.	2	3	3	0,6	0,9	0,9	0,5	2,0
8	—	12	6	14	18	30	15	22	25	20	18,0	10,0	5,0	6,0	2,0
9	19	4	16	39	48	30	30	23	25	22	11,0	5,0	2,0	2,0	1,6
10	15	14	40	18	8	10	Н.о.	31	35	30	13,0	40,0	10,0	16,0	1,5
11	19	30	10	25	17	10	—	40	20	6	23,0	50,0	10,0	2,0	6,0
12	18	25	16	52	9	10	—	29	20	15	10,0	27,0	10,0	5,0	2,0
13	30	45	25	83	62	100	20	24	19	10	15,0	10,0	5,0	10,0	2,4
14	Н.о.	7	15	90	71	80	65	44	50	30	30,0	16,0	8,0	5,5	1,5
15	19	12	20	433	323	300	250	104	100	60	21,0	17,0	7,0	2,0	3,3
16	36	12	40	165	178	160	170	38	70	25	23,0	27,0	10,0	3,0	1,8
17	Н.о.	3	6	64	56	70	50	38	60	25	6,6	5,0	2,5	3,0	2,0
18	7	4	15	93	69	70	65	33	40	35	20,0	14,0	7,0	3,0	1,5
19	46	14	65	115	53	65	65	23	35	25	10,0	30,0	10,0	3,5	2,3
20	24	11	25	122	131	200	85	39	70	35	< 4,0	0,8	0,8	Н.о.	2,5
21	63	35	55	110	95	120	125	165	250	90	3,2	4,0	2,0	1,0	2,0
22	1700	>100	1000	368	297	300	250	48	25	25	13,0	6,0	3,0	2,0	4,0
23	2400	100	2000	1735	1275	>500	1500	136	140	50	8,9	6,0	3,0	3,0	3,0
24	Н.о.	3	1	4951	3965	>500	2000	8	3	8	0,7	2,0	0,8	0,5	2,0
25	18	18	25	549	473	>500	750	130	>300	65	50,0	48,0	3,0	30,0	4,0
26	24	23	20	1048	830	>500	650	304	300	65	58,0	63,0	3,0	16,0	4,0
27	36	40	35	372	287	200	250	194	300	75	30,0	50,0	15,0	10,0	4,0
28	24	45	65	122	121	250	325	37	40	65	5,0	8,0	4,0	18,0	4,5
29	13	22	55	62	56	100	200	44	35	65	29,0	100,0	2,0	25,0	4,0
30	28	80	60	106	80	>500	185	256	>300	300	70,0	37,0	4,0	75,0	4,0
31	Н.о.	13	20	101	109	140	100	34	50	50	15,0	40,0	2,0	12,0	2,0
32	36	28	55	156	123	181	200	61	120	75	9,4	10,0	4,5	6,0	3,0
33	—	—	10	49	—	—	10	—	—	300	21,0	—	—	10,0	Н.о.
34	19	8	30	67	38	40	70	323	300	300	3,9	2,0	1,0	1,0	1,2
35	35	14	30	1649	1200	>500	1500	161	250	100	18,0	40,0	18,0	3,0	3,0
36	Н.о.	7	10	345	267	950	300	93	150	70	1,6	4,0	2,0	1,0	3,4

Примечание. Здесь и далее ИНА — инструментальный нейтронно-активационный анализ; А — атомная абсорбция; К — количественный спектральный анализ; П — приближенно-количественный спектральный анализ (большее число как среднее из двух независимых определений в разные годы).

углеродистых сланцев в перечисленных регионах. Пробны I–7 отобраны из главнейших подразделений протерозоя (рифей) Урала, характеризующихся значительным распространением углеродсодержащих сланцев: бурзянской (айская, саткинская и бакальская свиты) и юрматинской серий (зигальгинская свита). Они взяты из опорных разрезов по р.Ай (Липовые горы) и из района карьеров Сатки и Бакала.

Пробны 8–13 характеризуют широко известные графитоносные от-

Содержание элементов-примесей в углеродсодержащих
и высокоуглеродистых сланцах протерозоя, г/т

№ п/п	Co				Ni				V				Cr				Mn				Ti*		
	ИНА	A	K	П	A	K	П	A	K	П	ИНА	A	K	П	A	K	П	ИНА	K	П	ИНА	K	П
1	12,8	12	16	10	27	65	30	50	130	175	52	57	110	110	87	150	300	0,22	0,6	0,35			
2	13,8	12	22	10	35	75	30	30	62	50	59	66	120	65	175	300	400	0,25	0,45	0,25			
3	8,9	7	13	10	33	52	20	80	220	165	62	86	200	55	61	100	200	0,31	0,55	0,25			
4	9,9	9	22	20	22	60	30	20	25	30	28	47	35	30	25	30	30	0,32	0,23	0,5			
5	11,1	12	16	10	33	65	30	40	105	100	102	117	220	200	13	20	10	0,51	0,9	1,0			
6	31,6	26	50	50	24	50	20	60	120	150	75	86	160	100	2057	1500	2500	0,30	0,32	0,5			
7	7,5	8	10	15	47	110	50	100	300	500	101	80	350	100	8	10	-	0,34	1,00	0,85			
8	3,5	5	10	Н.о.	7	20	10	208	220	100	40	49	33	100	190	210	800	0,25	0,16	0,2			
9	2,8	1	3	2	17	25	25	758	250	300	51	66	40	150	338	550	2000	0,29	0,08	0,3			
10	1,0	2	6	Н.о.	7	22	10	225	300	400	71	79	60	70	36	60	100	0,29	0,50	0,65			
11	2,4	2	1	—	37	20	10	680	180	150	93	107	20	15	387	250	300	0,49	0,03	0,15			
12	1,4	2	1	5	7	100	70	1266	>500	1000	162	172	500	550	129	180	300	0,35	1,00	>1,00			
13	9,1	10	9	6	47	65	100	1066	>500	1000	76	100	140	280	272	300	700	0,28	0,7	>1,00			
14	4,2	4	5	8	22	35	30	283	250	225	98	121	160	85	182	100	200	0,37	0,33	0,3			
15	39,2	37	23	45	69	100	60	325	220	300	60	76	330	35	76	10	165	0,40	0,16	0,65			
16	22,0	24	22	18	100	200	110	416	450	300	123	140	270	175	557	800	1250	1,0	0,55	0,85			
17	5,1	5	6	4	37	75	45	333	400	300	125	150	300	150	436	600	850	0,40	0,70	0,75			
18	8,1	9	7	7	37	75	42	358	400	300	124	143	250	150	484	550	650	0,43	0,54	0,55			
19	32,4	25	50	35	101	200	75	450	>500	300	122	130	350	150	484	700	1100	0,38	0,65	0,65			
20	17,3	18	25	20	44	80	40	90	100	125	71	86	200	125	726	-500	1500	0,41	0,70	0,55			
21	7,0	6	10	7	25	60	30	400	>250	300	92	120	300	100	28	50	30	0,42	0,60	0,65			
22	22,1	20	20	15	41	40	40	273	220	200	74	83	35	85	44	110	65	0,25	0,10	0,35			
23	21,0	19	35	20	48	80	40	96	110	100	53	59	30	60	58	70	65	0,17	0,13	0,15			
24	20,2	15	8	9	46	35	10	63	10	15	40	37	5	3	2420	1500	7000	0,18	0,01	0,20			
25	9,6	7	20	10	36	100	50	380	>500	400	156	173	350	125	184	350	400	0,43	0,23	0,55			
26	43,2	39	55	20	244	300	80	290	250	200	130	130	90	100	279	200	265	0,42	0,45	0,65			
27	38,0	35	70	20	154	300	125	245	290	150	140	145	100	85	629	500	750	0,32	0,35	0,60			
28	6,1	6	8	5	17	35	22	146	180	120	68	83	40	80	170	270	300	0,31	0,45	0,55			
29	0,7	1	3	Н.о.	14	23	20	257	350	105	62	82	100	55	67	120	200	0,24	0,25	0,55			
30	12,5	12	23	20	162	>500	450	1040	>500	1700	115	129	400	150	101	160	200	0,32	0,27	0,55			
31	8,8	8	13	10	31	70	25	120	140	250	45	60	90	60	112	160	200	0,28	0,28	0,7			
32	6,3	6	9	9	15	25	15	200	>250	400	60	57	140	85	198	300	350	0,36	0,50	0,65			
33	1,3	-	-	10	-	-	30	-	-	500	68	-	-	100	-	-	10	0,29	-	0,50			
34	1,7	2	6	2	20	58	30	220	>350	700	63	69	60	70	11	40	20	0,44	0,40	1,0			
35	13,1	13	20	20	65	200	100	360	>350	500	50	60	100	70	330	600	700	0,36	0,40	0,7			
36	35,2	36	60	30	55	180	100	300	>350	500	90	107	240	100	678	1000	-	0,66	0,70	1,0			

Примечание. Те же, что и в таблице № 4. * - содержания в %.

ложения докембрия Малого Хингана (союзненская свита). Отбор проб производился по левому берегу р.Амур выше с.Союзного в районе Ястребиного утеса и устья р.Белой.

Пробы I4-I9 взяты из отложений патомской серии протерозоя Бодайбинского синклиория (Ленский золотоносный район): первые из них (I4 и I5) из интенсивно пирротинизированных черных биотитсодержащих сланцев джемуканской свиты (р.Бодайбо), последние - (I6-I9) из наиболее высокоуглеродистых сланцев хомолхинской свиты, вмещающей проявления золото-сульфидной минерализации на Сухоложском участке (ручей Сухой Лог, правый приток р.Нытри).

Содержание породообразующих элементов и элементов-примесей
в углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцах протерозоя, г/т

№ п/п	Fe*	Sc	Ga	B	W	Be	Zr	Hf	Ta	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tu	Yb	Lu
1	3,27 21,7	40	110	I, I	H.o.	200	6,7	1,03	49,0	79	38	6,4	1,02	3,7	0,54	0,32	1,94	0,31	
2	3,12 9,9	22	120	<I	—	240	6,4	0,69	34,0	64	37	6,23	0,95	4,1	0,55	0,33	1,94	0,30	
3	2,41 17,5	32	500	0,7	—	140	4,3	1,04	39,0	74	39	6,90	1,16	4,6	0,61	0,37	2,44	0,37	
4	0,69 7,3	6	350	0,6	—	1000	11,4	0,47	40,0	80	40	10,7	2,36	10,3	1,62	0,61	3,6	0,52	
5	1,22 23,5	28	450	1,0	I	500	13,3	1,39	53,0	94	44	8,17	1,72	6,5	0,77	0,66	5,1	0,81	
6	7,31 20,8	40~1000	<0,6	H.o.	85	3,5	0,91	2,6	7	4,6	1,39	0,33	1,8	0,33	0,2	1,46	0,25		
7	1,42 25,6	46	500	I, I	—	85	3,3	1,08	52,3	77	29	3,4	0,88	3,1	0,67	0,36	1,93	0,37	
8	0,68 5,1	6	12	3,0	3	80	1,9	0,37	14,0	29	16	3,7	1,03	3,5	0,57	0,29	1,92	0,31	
9	1,40 5,7	9	10	2,9	10	60	2,2	0,39	21,0	45	27	5,82	1,09	5,2	0,77	0,42	2,17	0,41	
10	1,91 13,6	14	300	1,6	10	120	3,5	0,77	25,0	49	28	6,19	1,01	6,3	0,73	0,63	4,08	0,62	
11	0,97 14,9	6	17	2,4	H.o.	45	4,3	0,83	15,2	37	25	5,77	1,01	3,6	0,50	0,37	1,97	0,30	
12	0,39 20,9	25	300	2,0	10	150	5,4	1,15	25,0	51	29	7,46	1,48	7,4	1,18	0,71	4,85	0,75	
13	0,62 13,7	12	14	0,9	30	100	3,1	0,85	9,0	16	8	1,45	0,45	1,5	0,26	0,2	1,36	0,21	
14	2,22 14,9	14	400	1,1	H.o.	85	4,2	0,81	30,0	52	28	6,23	0,99	4,6	0,69	0,35	2,63	0,40	
15	9,12 10,3	10	10	1,1	I	60	4,8	0,99	6,5	13	6	1,46	0,55	2,0	0,37	0,3	2,3	0,40	
16	5,49 25,7	30	140	3,3	H.o.	170	5,9	0,85	27,0	52	30	6,9	1,53	6,6	0,99	0,46	2,88	0,43	
17	3,41 26,8	36	250	2,8	I	100	5,6	0,74	31,0	53	29	6,50	1,31	6,9	0,85	0,53	3,37	0,40	
18	3,89 25,8	28	200	2,7	I	140	5,4	0,74	25,0	52	31	7,2	1,42	6,7	1,09	0,52	3,35	0,40	
19	4,90 26,4	52	330	4,0	I	140	5,4	0,82	28,0	53	30	6,38	1,38	5,0	0,72	0,25	1,65	0,22	
20	5,06 22,4	40	350	0,9	3	200	7,0	1,25	52,0	99	53	10,8	1,94	9,8	1,36	0,70	4,36	0,64	
21	2,38 20,9	30	300	1,6	H.o.	200	5,9	1,18	67,0	109	75	17,1	2,86	10,3	1,40	1,90	15,3	2,7	
22	4,72 15,2	10	55	1,1	I	60	3,3	0,74	36,0	63	27	5,89	1,01	5,7	0,8	0,3	1,76	0,25	
23	5,73 7,1	8	65	1,2	3	60	2,7	0,75	11,0	21	11	2,40	0,41	2,6	0,37	0,25	1,62	0,24	
24	19,8 11,2	6	90	0,9	I	10	3,2	0,60	20,0	24	11	3,21	0,54	3,4	0,62	0,32	2,13	0,32	
25	1,53 15,8	14	320	2,6	H.o.	160	5,5	1,02	37,0	62	35	9,54	1,88	11,5	1,77	1,1	7,12	1,0	
26	4,45 14,9	18	300	2,4	—	100	6,0	1,12	50,0	88	46	10,8	2,25	12,2	2,04	1,1	7,3	1,1	
27	7,75 14,4	14	200	1,4	I	140	4,6	0,84	40,0	76	36	10,0	2,05	9,8	1,46	0,89	5,9	0,82	
28	4,10 20,2	30	180	2,2	I	100	4,6	0,97	18,0	29	13	2,4	0,45	2,8	0,48	0,3	2,26	0,33	
29	1,53 13,2	12	40	1,2	I	140	4,4	0,98	17,0	31	18	5,6	1,28	7,1	0,90	0,89	6,35	1,0	
30	2,00 21,2	30	90	<2,0	H.o.	110	3,5	0,70	23,0	46	25	6,28	1,38	5,4	0,74	0,42	2,7	0,39	
31	3,30 15,8	30	350	0,8	I	200	5,9	0,89	62,0	150	63	10,9	1,71	7,6	1,05	0,62	4,01	0,62	
32	3,52 16,6	40	>500	1,9	I	220	6,3	1,12	6,6	13	7,5	1,84	0,37	2,2	0,38	0,46	3,42	0,56	
33	3,29 12,7	10	—	1,5	I	200	3,9	0,85	21,3	40	21	4,76	1,07	5,4	0,94	0,70	5,29	0,85	
34	2,87 17,8	22	200	1,7	I	200	6,2	1,04	32,0	63	40	8,53	1,77	6,9	1,10	0,49	3,15	0,45	
35	4,20 15,6	25	200	1,6	I	150	5,3	0,93	30,0	47	24	6,54	1,13	4,8	0,74	0,51	3,41	0,50	
36	3,99 26,6	32	180	2,3	I	120	5,5	1,21	32,3	58	30	6,23	1,11	5,5	0,90	0,51	3,34	0,51	

Примечание. Все анализы выполнены инструментальным нейтронно-активационным методом, за исключением галлия, бора и циркония, концентрации которых определены спектральным количественным методом, и бериллия — по данным спектрального приближенно-количественного анализа. Содержания * — в %.

Пробы 20–36 характеризуют углеродсодержащие и высокоуглеродистые сланцы из протерозойских отложений Енисейского кряжа. Проба 20 отобрана из толщи аспидно-черных сланцев удерейской свиты (сухопитская серия) в приплатформенной восточной части региона (р.Тыры), 21–24 — из наиболее молодых протерозойских отложений региона — тунгусикская серия в западной приенисейской зоне Енисейского кряжа (шунтарская — киргитейская свиты). Они вмещают колчеданно-полиметаллическую (свинцово-цинковую) минерализацию месторождения Линейного. Остальные пробы (25–36) являются наибо-

лее характерными из выявленных нами высокоуглеродистых сланцев в основании протерозойской толщи заангарской части Энисейского кряжа: тейской серии (пенчентгинская свита) и нижних частей сухопитской серии (кординская свита), находящихся в восточной золотоносной зоне региона (центральные части и восточное крыло Панимбинского антиклинория). Выходы этих пород установлены в протяженной (около 250 км) полосе субмеридионального простирания у пос.Новое Калами, в среднем течении р.Панимбы, в районе Аяхтинского и Герфедского золоторудных месторождений. Расстояние между отдельными выходами составляет около 50–100 км. В районах двух первых из них проявления золоторудной минерализации не установлены, в третьем случае разрез находится на расстоянии около 10 км от месторождения Аяхта (пробы 31–33), в четвертом (пробы 34–36) – непосредственно в районе месторождения Герфед (пос.Партизанский).

Отбор всех перечисленных проб сопровождался детальными радиометрическими наблюдениями, местоположение большей части из них, характеристика разрезов, характер изменения общей радиоактивности по разрезам приведены в более ранних публикациях [4–9]. Дополнительно следует отметить, что представленная коллекция характеризует углеродсодержащие сланцы протерозоя как из рудоносных толщ, вмещающих известные проявления золоторудной, колчеданно-полиметаллической, железорудной (сидериты Бакала) минерализации, так и из толщ, в которых проявления рудной минерализации, кроме пирита и пирротина, не установлены. В отдельных случаях, графитоносные кристаллические сланцы, например союзненской свиты Малого Хингана, могут являться сырьем для получения графита. Они образуют одно из крупнейших в мире месторождений этого полезного ископаемого.

Рассматривая геохимические особенности углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцев протерозоя, прежде всего следует отметить, что помимо черной (аспидно-черной) окраски в подавляющем большинстве случаев породы с концентрацией $C_{орг.}$ более 1 вес. % отчетливо выделяются в разрезах повышенной радиоактивностью с превышением общего фона в несколько раз. Расчет корреляционных связей между всеми элементами, приведенными в таблицах 2–6, показывает, что наиболее высокие положительные коэффициенты корреляции (до 0,66) с $C_{орг.}$ обнаруживает прежде всего уран. Все факто-

ры, приводящие к уменьшению концентрации $C_{\text{орг.}}$, например увеличение в породах количества терригенной составляющей, приводят одновременно и к понижению содержания урана. По-видимому, вследствие этого последний обнаруживает значимые (здесь и далее обобщаются коэффициенты корреляции с вероятностью значимости 95-99 %) отрицательные коэффициенты корреляции с глинозёмом и калием.

Связь урана с органическим веществом в протерозойских толщах рассматриваемых регионов проявлена вне зависимости от петрохимических особенностей черносланцевых толщ, а также степени их метаморфических преобразований или металоогенического профиля: как в толщах, вмещающих золоторудную, колчеданно-полиметаллическую, железорудную сидеритовую минерализацию, так и в толщах, не несущих известных проявлений полезных ископаемых. На примере исследованных регионов, расчет показывает, что для протерозойских толщ миогеосинклинального типа увеличение в метасадках количества $C_{\text{орг.}}$ на 1 % примерно соответствует возрастанию содержания урана на 2,5-3 г/т. Самые высокие его концентрации (на кларковом уровне) характерны для наиболее метаморфизованных и высокоуглеродистых графитоносных сланцев союзенской свиты Малого Хингана. Исключения из рассмотренного правила редки. Они отмечены нами, например, для фосфатоносных сланцев, образующих прослой малой мощности (до 10-20 см) и характеризующихся невысокими (3-4 г/т) содержаниями урана при концентрации $C_{\text{орг.}}$ до 4 вес.% [5].

Кроме урана, в рассматриваемой коллекции высокозначимую положительную связь с $C_{\text{орг.}}$ обнаруживают ванадий (коэффициент 0,51) и бериллий (0,59). Одновременно они коррелируются между собой (коэффициент 0,81) и, в отличие от урана, с хромом, титаном, галлием, скандием.

Содержания остальных из приведенных в таблицах 2-6 элементов не определяются, судя по расчету корреляционных связей и геологическим наблюдениям, концентрацией в углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцах органического углерода. Характерно, что однотипные по геологическому положению и литолого-петрографическим особенностям черносланцевые толщи с близкими содержаниями $C_{\text{орг.}}$, урана, одинаковой степенью сульфидоносности и интенсивности метаморфических преобразований имеют разную металоогеническую специализацию и содержат разные концентрации профили-

рущих рудных элементов. Как видно из таблиц 3-4, черносланцевые толщи, вмещающие или расположенные в непосредственной близости от проявлений золоторудной минерализации, несколько обогащены золотом, а несущие колчеданно-полиметаллическую минерализацию - свинцом и цинком.

Содержание золота в черносланцевых толщах варьирует в широких пределах, но в подавляющем большинстве случаев составляет первые миллиграммы или их первые десятки на тонну и лишь непосредственно в рудовмещающих породах отмечаются несколько большие его количества. Для золота характерны высокие коэффициенты корреляции с серебром (0,90), галлием (0,78), титаном (0,75), мышьяком (0,42), скандием (0,40), марганцем (0,38) и вольфрамом (0,37). Наиболее реальной представляется корреляция золота с серебром и мышьяком - она типична для подавляющего большинства продуктивных на золото минеральных ассоциаций. Отношение Ag/Au в среднем по всем проанализированным пробам, без исключения высокозолотоносных, составляет около 1, а в пробах с кларковыми концентрациями золота - в сотни раз больше. Максимально высокие содержания серебра зафиксированы в углеродистых сланцах с повышенными содержаниями сульфидной серы.

Содержания большинства рудных халькофильных элементов - свинца, цинка, меди, кобальта, никеля и молибдена, так же как золота, варьируют в весьма широких пределах даже в пробах, отобранных из одной и той же пачки пород. В частных выборках легко обнаруживается, что в подавляющем большинстве случаев их количества зависят от количества сульфидов (сульфидной или общей серы) и их типа. В целом свинец прямо коррелируется с цинком - коэффициент 0,57. С другими элементами значимых связей не установлено.

В отличие от свинца, цинк, медь, никель и кобальт образуют высококоррелятивную группу элементов. Для них характерны высокосвязанные связи между собой, а также с серой, железом и марганцем. Так, коэффициенты корреляции составляют: медь-никель - 0,64, медь-цинк - 0,49, медь-кобальт - 0,69; никель-кобальт - 0,53; кобальт-сера - 0,72, кобальт-железо - 0,53, кобальт-марганец - 0,45. Близок к этой группе элементов молибден, который коррелируется с одной стороны, с никелем (коэффициент 0,42), с железом (0,65), а с другой - со скандием (0,63), ванадием (0,53), хромом (0,50), бромом (0,54).

Большой интерес представляет распределение в сланцевых толщах олова. В наибольших количествах (4–6 г/т) оно зафиксировано в сланцах Малого Хингана, представляющего, как известно, оловоносную провинцию, и Енисейского кряжа. Наиболее высокий положительный коэффициент корреляции установлен у олова с цинком (0,36).

Значительную роль в распределении большинства выше рассмотренных элементов: золота, серебра, цинка, меди, кобальта, никеля играют элементы группы серы. Из них, помимо серы, определены абсолютные и относительные концентрации мышьяка, сурьмы и селена. В соответствии с минералогическими наблюдениями, их содержания в рассматриваемых сланцах значительно меньше, чем серы, образующей наиболее распространенные сульфиды – пирит, пирротин и реже халькопирит, сфалерит и галенит. Так, наиболее высокие содержания мышьяка достигают 100–140 г/т. Они зафиксированы в рудовмещающих сланцах с колчеданно-полиметаллической и золоторудной минерализацией Енисейского кряжа и в золотоносных сланцах Ленского района. Значительно меньше в рассматриваемых породах концентрация сурьмы, во всех случаях она не превышает 20 г/т. Данные по селену приведены в относительных единицах, примерно соответствующих г/т. Наибольшие концентрации этого элемента определены в сульфидоносных породах Енисейского кряжа и Ленского района, наименьшие – в породах Малого Хингана и Урала.

Корреляционные связи рассматриваемых элементов с породообразующими и рудными элементами проявлены различным образом. Сера коррелируется с железом (0,87), кобальтом (0,72), цинком (0,56), а также с мышьяком (0,54) и селеном (0,60). Для мышьяка, помимо высокозначимой связи с серой, характерны значимые положительные коэффициенты корреляции с сурьмой (0,41), железом (0,49), серебром (0,56) и золотом (0,43). Сурьма прямо коррелируется прежде всего с селеном (0,55), мышьяком (0,41) и на пределе значимости – с молибденом (0,34). Селен обнаруживает положительную связь с сурьмой (0,55), молибденом (0,65), бромом (0,51), железом (0,51) и более слабые связи с серебром и цинком (0,37).

Все остальные из проанализированных элементов условно можно отнести к петрогенным и акцессорогенным, т.е. обнаруживающим связь с теми или иными породообразующими компонентами, концентрация которых определяется, по-видимому, главным образом петро-

химическими особенностями терригенной составляющей метасоматов и характером микроакцессориев. В свою очередь они подразделяются на несколько групп по преимущественной корреляции, с одной стороны, с глинозёмом и щелочами, а с другой - с железом, марганцем и магнием. Так, с глинозёмом тесную высокозначимую связь обнаруживают щелочи и прежде всего калий, с которым прямыми зависимостями связаны цезий и рубидий, (коэффициент корреляции рубидий-глинозём достигает 0,82, цезий-глинозём - 0,51, рубидий-калий - 0,77, цезий-калий - 0,40). С натрием связь рубидия и цезия незначима. Наиболее высокие содержания редких щелочей зафиксированы в наиболее высококалийных сланцах Урала и Енисейского края: рубидий - до 200-228 г/т, цезий - 9-16 г/т. Самые высокие концентрации цезия характерны для сланцев, вмещающих колчеданно-полиметаллическую минерализацию на Енисейском крае.

С глинозёмом и щелочами в свою очередь проявлены четкие положительные связи бора, галлия, скандия, титана, тория, тантала и редких земель. Так, коэффициенты корреляции составляют у тория с калием - 0,73, глинозёмом - 0,57, рубидием - 0,67, цезием - 0,6; у скандия с глинозёмом - 0,89, калием - 0,68, рубидием - 0,78, цезием - 0,48; у титана с глинозёмом - 0,69, калием - 0,49, цезием - 0,39, рубидием - 0,60; у тантала с глинозёмом - 0,59, калием - 0,62, рубидием - 0,60, цезием - 0,51. Особо следует отметить характер корреляционных связей щелочных элементов с редкими землями. Эти связи положительные. У рубидия значимые связи зафиксированы с лантаном (0,47), церием (0,37), неодимом (0,39), самарием (0,42); у цезия - с самарием (0,48), европием (0,36), тулием (0,42), иттербием (0,46), лютецием (0,46), неодимом (0,34). По этим данным видно, что рубидий коррелируется преимущественно с легкими редкоземельными элементами, цезий - с тяжёлыми.

Подавляющее большинство элементов, связанных с глинозёмом и щелочами, обнаруживают высокозначимые корреляционные связи также между собой. Так, коэффициент корреляции торий-бор составляет 0,49, торий-тантал - 0,64, торий-скандий - 0,47. В породах с низкой фосфатоносностью торий положительно коррелируется с лантаном (0,54), церием (0,50), неодимом (0,45). В породах с повышенными концентрациями фосфора (более 5-10 % P_2O_5) значимая корреляция тория с редкими землями не установлена [5]. Весьма

характерны высокосвязные корреляционные связи многих редких металлов с титаном. Он коррелируется с цирконием (0,49), бериллием (0,67), танталом (0,63), вольфрамом (0,44), гафнием (0,40), галлием (0,53), легкими лантаноидами (лантаном, церием, неодимом, самарием, европием) — 0,36—0,42, скандием — 0,78.

Следующая группа петрогенных элементов, объединяющая железо, марганец и магний, также характеризуется тесными коррелятивными связями. Так, коэффициент корреляции марганца с железом — 0,71, с магнием — 0,54. С этой группой коррелируется хром, ванадий, скандий, молибден, кобальт, никель, титан, цинк, бериллий, цирконий, ряд редкоземельных элементов; преимущественно промежуточных и тяжелых лантаноидов (самарий, европий, гадолиний, тербий, тулий), в отличие от легких, обнаруживающих тесную связь с глинозёмом и щелочами. Перечисленные элементы коррелируются между собой и в той или иной степени с элементами группы серы, $\text{C}_{\text{орг.}}$, а также с вышерассмотренной группой глинозём-щелочи, что уже отмечалось выше. Так, коэффициенты корреляции магния составляют: с хромом — 0,36, со скандием — 0,64, с титаном — 0,40. Высокосвязные связи со многими из перечисленных элементов обнаруживает хром: с ванадием — 0,43, титаном — 0,56, скандием — 0,44, гадолинием — 0,47, вольфрамом — 0,47, бериллием — 0,62, цирконием — 0,58.

Особый интерес представляет распределение в углеродсодержащих — высокоуглеродистых сланцах редкоземельных элементов. Их концентрации, как и других элементов, варьируют в широких пределах. Во всех случаях в количественном отношении преобладают легкие лантаноиды (г/т): церий — до 109—150, лантан — до 53—67, неодим — до 63—75. Все остальные более тяжелые лантаноиды находятся на уровне от десятых долей до первых граммов на тонну. Наиболее высокие содержания лантаноидов, главным образом легких, зафиксированы в высококальциевых толщах Урала. Значительно меньше их концентрация в высокоуглеродистых графитоносных сланцах Малого Хингана и Ленского района. В сланцах Енисейского края содержания редкоземельных элементов варьируют в несколько раз и сопоставляются по абсолютным количествам как с породами Урала, так и Малого Хингана и Ленского района. Следует отметить, что интенсивно сульфидизированные, а в отдельных случаях и карбонатизированные, разности сланцев во всех регионах резко обеднены редко-

земельными элементами, особенно легкими лантаноидами (пробы 15, 16, 15, 23).

С углеродом лантаноиды или не образуют значимых корреляционных связей, или проявляют (лантан и церий) слабовыраженную отрицательную связь: $-0,38$ и $-0,33$ соответственно. Аналогичны соотношения лантаноидов с марганцем: легкие (лантан, церий и неодим) образуют с ним значимую отрицательную связь $-0,44$ — $-0,40$, тяжелые — незначимые отрицательные связи.

Положительные корреляционные связи в группе легких и тяжелых лантаноидов проявлены по-разному, что частично уже отмечалось выше. Так, легкие лантаноиды (лантан, церий, неодим, самарий, европий), кроме европия и самария, коррелируются с титаном ($0,36$ — $0,42$), гафнием ($0,52$ — $0,63$), торием ($0,43$ — $0,52$). С танталом прямо положительно коррелируются как наиболее легкие (лантан, церий, неодим, самарий — коэффициенты $0,39$ — $0,45$), так и наиболее тяжелые (тулий, иттербий, лутеций) лантаноиды, но не обнаруживают связи промежуточные (европий, гадолиний, тербий). Только для последних характерна значимая положительная связь с фосфором ($0,33$ — $0,39$) в породах с невысокими его концентрациями. При повышенной фосфатности (более 5 — 10% P_2O_5) с фосфором коррелируется вся группа редкоземельных элементов [5]. Ряд редкоземельных элементов, преимущественно промежуточных и тяжелых (самарий, европий, гадолиний, тербий, тулий) обнаруживают связь с хромом: коэффициенты корреляции составляют $0,36$ — $0,47$. Выше уже отмечались различные связи разных лантаноидов с рубидием и цезием: с рубидием значимо положительно коррелируются легкие лантаноиды — лантан, церий, неодим, самарий — $0,37$ — $0,47$, с цезием — промежуточные и тяжелые — самарий, тулий, иттербий, лутеций — $0,42$ — $0,48$. Весьма высоки корреляционные связи между элементами внутри редкоземельной группы, особенно между соседними по номеру элементами — корреляция между ними достигает $0,90$ — $0,99$, а у крайних в ряду элементов, максимально удаленных — $0,56$ — $0,66$.

Нормирование редкоземельных элементов в протерозойских сланцах по хондриту позволило установить, что в подавляющем большинстве случаев (не менее 80% проб) устанавливается отчетливый европиевый минимум различной интенсивности. По-видимому, это явление обусловлено вхождением большинства редкоземельных элементов в микроакцессории с изначальным дефицитом европия. Это же

подтверждают рассмотренные выше корреляционные связи редких земель с породообразующими и рассеянными элементами. С другой стороны, относительный европиевый минимум может быть обусловлен некоторым избыточным накоплением тяжелых лантаноидов начиная с гадолиния в отдельных разновидностях сланцев, особенно высокоуглеродистых и фосфатоносных. В пользу последнего свидетельствуют пониженные лантан-иттербиевые отношения и возрастание абсолютных количеств тяжелых лантаноидов в такого типа породах. Наиболее высокие лантан-иттербиевые отношения (по нормированным по хондриту значениям) характерны для низкоуглеродистых высококальциевых сланцев Урала - среднее 15. В фосфатоносных сланцах того же района оно уменьшается до 7,9. Это же отношение в высокоуглеродистых сланцах Малого Хингана составляет 5,0, в Ленском районе - 6,7, на Енисейском кряже в сланцах, вмещающих колчеданно-полиметаллическую минерализацию - 7,1, в сланцах золотоносной полосы - 4,45-6,7. Возможно, что отмеченные различия в соотношениях тяжелых и легких лантаноидов вызваны изначальными петрохимическими особенностями исходных пород континента, за счет разрушения которых происходило формирование сланцевых толщ. Однако нельзя исключить того, что такие различия обуславливаются дифференциальным поведением редкоземельных элементов при осадкообразовании, а именно в результате тенденции к повышенному накоплению тяжелых лантаноидов в углеродсодержащих осадках за счет сорбции или хемогенного осаждения, тогда как у легких - более сильны связи с терригенно-глинистой составляющей метаосадков и микроакцессориями.

Заканчивая рассмотрение особенностей распределения "петрогенных" и связанных с ними "акцессорогенных" элементов, следует отметить, что большая их часть связана с терригенно-глинистой составляющей метаосадков. Все факторы, которые приводят к уменьшению её количеств в породах, например, повышение их карбонатности, содержания свободного кремнезёма, увеличение сульфидоносности, а при исключении из рассмотрения редких земель, и фосфатоносности, способствуют уменьшению содержания элементов изученной группы. Всё перечисленное отражается в нередком возникновении отрицательных коэффициентов корреляции их с кремнезёмом, кальцием, S_{org} , серой. Аналогичным образом влияют на распределение "петрогенных" и "акцессорогенных" микроэлементов разных групп соотношения в метаосадках, с одной стороны, глинозёма - щелочей и ти-

па щелочности (соотношение натрия и калия), а с другой – железа, магния, марганца, т.е. петрохимические особенности метаосадков.

Полученные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Геохимические особенности углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцев протерозоя определяются фациальными, формационными и фациально-формационными факторами. Первые обуславливают степень концентрации $C_{орг.}$, фосфатоносность и в какой-то мере – сульфидоносность пород. Вторые – петрохимические особенности терригенно-глинистой составляющей метаосадков, третьи – характер рудных ассоциаций в соединениях с элементами группы серы.

2. Собственно с углеродом в протерозойских сланцах можно считать связанным накопление урана, ванадия и, возможно, бериллия и тяжелых лантаноидов. Повышенные концентрации урана – наиболее характерная особенность высокоуглеродистых сланцев вне зависимости от петрохимических особенностей и степени метаморфических преобразований этих пород. Связь урана с метаморфизованным $C_{орг.}$ отсутствует в сравнительно редких случаях – например, в маломощных высокоуглеродистых прослоях фосфатоносных сланцев, формирование которых, по-видимому, не сопровождалось условиями сероводородного заражения. В отличие от урана, содержания ванадия, бериллия, обнаруживающие высокие корреляционные связи с $C_{орг.}$, зависят, по-видимому, вместе с тем и от петрохимических (формационных) особенностей метаосадков, а именно от количества в них железа, марганца, магния.

3. Металлогеническая специализация черносланцевых толщ с повышенными концентрациями $C_{орг.}$ не обусловлена накоплением последнего. Однотипные по геологическому положению, литологическим особенностям, степени метаморфических преобразований, концентрации $C_{орг.}$ и урана, высокоуглеродистые сланцы вмещают различные типы руд, что частично может быть обусловлено как фациальными (петрохимическими особенностями терригенно-глинистой составляющей, характером "рудных" взвесей, поступающих в осадок с континента или при эксталяции в связи с вулканической деятельностью), так и эпигенетическими, в частности магматогенными, факторами.

4. Повышенные концентрации золота и большинства халькофильных элементов характерны для черносланцевых толщ железо-магнезического профиля. При этом золотоносные породы характеризуются натровым и натрово-калиевым типом щелочности, а с колчеданно-полиметаллической минерализацией – преимущественно натрово-калиевым и, возможно, калиевым.

1. Верхний докембрий. М.: Геолгиздат, 1963. 714 с. .
2. Геология СССР. М.: Недра, 1969, т.ХП, ч.І, кн.І. 723 с.
3. Геология СССР. М.: Недра, 1966, т.ХІХ, ч.І. 736 с.
4. Злобин В.А. Радиогеохимические исследования в связи с изучением золоторудных месторождений. – В кн.: Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1983, с.95–109.
5. Злобин В.А. Новые данные о фосфатопроявлениях в золотосных толщах докембрия северной части Енисейского кряжа. – Геол. и геофиз., 1983, № 4, с.41–50.
6. Злобин В.А. Условия формирования углеродистых отложений докембрийских толщах Урала, Сибири, Дальнего Востока и их геохимическая характеристика. – В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с.81–82.
7. Злобин В.А. Ассоциация высокомагнезиальных вулканитов в леданосной панимбинской толще докембрия Енисейского кряжа и геохимическая характеристика. – Геол. и геофиз., 1980, № II, 49–63.
8. Злобин В.А., Куликов А.А., Зозуленко Л.Б., Цимбалист В.Г. точники рудных элементов в месторождениях ангарской части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1976, с.71–82.
9. Злобин В.А., Куликов А.А., Бобров В.А. Закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских отложениях ангарской части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1975, 198–203.
10. Келлер Б.М. О формациях рифея (Енисейский кряж, Южный ал). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с.99–107.
11. Ленский золотоносный район / Казакевич Ю.П., Шер С.Д., анова Т.П. и др. М., 1971. 163 с. (Тр. ЦНИГРИ, вып.85, т.І).
12. Романова Г.Ю. Опыт литолого–петрографического сопоставления рифейских отложений Урала, Енисейского кряжа и Малого Хинна. – В кн.: Вопросы седиментологии. М.: Гостеолиздат, 1960, 62–67.
13. Докембрий континентов. Складчатые области и молодые атфоты Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978. 9 с.
14. Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). : Наука, 1979. 228 с.

Предисловие	3
Гавшин В.М. Проблема седиментационно-диагенетического накопления микроэлементов в черных сланцах и метрологические основы ее решения	6
Третьяков Г.А., Гавшин В.М. Геохимическая специфика планктоногенных осадков как отражение микроэлементного состава морской воды	16
Ушатинский И.Н. Состав и микроэлементы пород баженовской свиты и вмещающих глин	21
Волков Е.Н., Смертина Л.Н. О формах нахождения халькофильных элементов в отложениях баженовской свиты	32
Пялинт А.О. Степень извлечения урана из отложений баженовской и куонамской свит растворами серной кислоты и соды	38
Гурари Ф.Г., Гавшин В.М., Матвиенко Н.И., Переладов В.С., Бобров В.А., Смертина Л.Н., Шестель С.Т. Геохимия микроэлементов в морских планктоногенных отложениях нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы	41
Матвиенко Н.И., Соболев П.Н. Микроэлементы и органическое вещество в планктоногенных отложениях малгинской свиты юго-востока Сибирской платформы ...	69
Бахтуров С.Ф. Микроэлементы в битуминозных известняках тинновской свиты периферии Патомского нагорья ...	77
Жданова Л.В., Портнягин С.И. Геохимические особенности углеродисто-кремнистых сланцев сорнинской свиты..	83
Жмодик С.М., Мironov A.T., Шестель С.Т., Меланина Н.М., Немировская Н.А., Вратковская С.В., Карманов Н.С. Геохимические особенности черносланцевых толщ юго-восточной части Восточного Саяна	100

Пономарев В.Г., Гаськов И.В., Акимцев В.А., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г. Докембрийские углеродистые формации с полуметаллическим оруденением Енисейского края и Северного Прибайкалья	I22
Злобин В.А., Пархоменко В.С. Особенности распределения благородных, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в углеродсодержащих и высокоуглеродистых сланцах протерозоя Урала, Сибири и Дальнего Восто- ка	I34

Доп. темат. план 1984, поз.36

АССОЦИАЦИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ С ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ СИБИРИ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор академик В.А.Кузнецов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Л.А. Довгаль

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 28.12.84.	МН 06514.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 9,75.	Уч.-изд.л. 9,35.
Тираж 400.	Заказ 25. Цена 65 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

