

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
КОМИ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Я. Э. Юдович  
А. А. Беляев  
М. П. Кетрис

ГЕОХИМИЯ  
И РУДОГЕНЕЗ  
ЧЕРНЫХ  
СЛАНЦЕВ  
ПАЙ-ХОЯ

Ответственный редактор  
д-р геол.-минер. наук А. И. Елисеев



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ  
„НАУКА“  
1998

*Lithology.ru*

УДК 550.4  
ББК 26.301  
Ю 16

**Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П.** Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. — СПб.: Наука, 1998. — 366 с.

ISBN 5-02-024814-2

В книге обобщены материалы геохимических и литологических исследований палеозойских черносланцевых толщ Пай-Хоя, проводившихся на протяжении 20 лет (1975—1995 гг.). В основу компьютерной обработки данных положены идеи региональной геохимии и литохимии — двух направлений в геохимии осадочных пород, развиваемых в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Насыщенная оригинальным фактическим материалом (более 80 таблиц и рисунков, более 500 силикатных анализов, тысячи количественных определений элементов-примесей) и содержащая ряд свежих идей в геохимии и литологии книга будет интересна геохимикам, литологам и специалистам по рудным месторождениям. Библиогр. 159 назв. Ил. 73. Табл. 82.

Рецензенты кандидаты геол.-минер. наук

*Б. А. ОСТАЩЕНКО, В. В. ЛИХАЧЕВ*

ТП-96-1-№-110  
ISBN 5-02-024814-2

© Я. Э. Юдович, А. А. Беляев, М. П. Кетрис, 1998  
© Российская академия наук, 1998

## ВВЕДЕНИЕ

Пай-Хой, который большинством уральских геологов рассматривается как северо-западное продолжение герцинской складчатой области Полярного Урала [91, 93, 94], является исключительно интересным геологическим объектом.

Во-первых, в структурном отношении эта территория — пограничная между Восточно-Европейской платформой и Уральской геосинклиналью. Известно, что изучение зон ограничения древних платформ имеет перво-степенное теоретическое и прикладное значение [34, 35].

Во-вторых, на Пай-Хое широко развиты «сланцевые» формации палеозоя, гемологичные формациям Лемвинской структурно-фациальной зоны Севера Урала [27, 37, 75, 94]. Поэтому здесь можно продвинуться в познании важнейшей проблемы взаимоотношения и характера границы между «сланцевой» и «карбонатной» зонами или, как ее понимает А. И. Елисеев, — между платформой и геосинклиналью [34].

В-третьих, благодаря многолетним работам целого ряда организаций, среди которых особенно важны работы Объединений Севморгео и Полярно-уралгеология (В. И. Устрицкий, А. З. Бурский, М. А. Маслов, А. С. Микляев, Ю. В. Жуков, О. В. Заборин и др.), на Пай-Хое выявлены многочисленные проявления и месторождения фосфоритов, баритов, флюорита, руд марганца и полиметаллов, меди и никеля, редких и радиоактивных элементов. Пайхойско-Южновоземельская провинция, где минералогам Института геологии Коми филиала АН СССР удалось выявить около 160 минералов, в 1968—1977 гг. явилась как бы опытным полигоном для разработки перспективного научного направления — *среднемасштабной топоминералогии*, развиваемой академиком Н. П. Юшкиным [147].

Существенно, что большинство геологов, в разные годы изучавших полезные ископаемые Пай-Хоя, подчеркивали недостаточную геологическую изученность территории и неизменно указывали на ее перспективность в отношении фосфоритов (Микляев, 1974 г.), баритов [145] и ряда других полезных ископаемых.

В 1977 г. Лаборатория литологии и осадочного рудогенеза Института геологии Коми филиала АН СССР приступила к изучению черносланцевых толщ Пай-Хоя и 30 07 1979 заключила с Полярно-Уральским производственным геологоразведочным объединением Генеральный договор о сотрудничестве: «Геохимия углеродистых формаций Урала, Пай-Хоя, Вайгача и Тимана в связи с их металлоносностью». Специальным Приложением

к этому Договору предусматривалось изучение черносланцевых формаций Пай-Хоя. Во исполнение положений Договора мы регулярно передавали в Объединение докладные записки, излагавшие результаты работ и методические рекомендации.<sup>1</sup> Практиковалась также оперативная устная информация заинтересованных геологов Объединения о полученных новых результатах. Со своей стороны воркутинские геологи оказали нам значительную помощь путем выполнения разнообразных химико-аналитических работ на своей лабораторной базе.

В 1981 г. коллектив Лаборатории представил научный отчет: «Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности» (авторы А. И. Елисеев, Я. Э. Юдович, А. А. Беляев, М. П. Кетрис, А. Б. Юдина, Г. Ф. Семенов). Хотя полевые геохимические исследования проводились всего два года (1977 и 1979 гг.), они оказались весьма эффективными вследствие удачной методики, которая позволяет небольшими силами и за короткое время получать вполне удовлетворительную геохимическую характеристику крупных осадочных толщ на среднемасштабном уровне, примерно отвечающем геологической съемке м-ба 1:200 000. Эта методика подробно изложена в монографии Я. Э. Юдовича «Региональная геохимия осадочных толщ» [108]. Отметим здесь лишь ее узловые моменты: а) массовое опробование осадочных толщ, обеспечивающее получение представительных коллекций, достаточных для последующей статистической обработки данных; б) массовый полуколичественный спектральный анализ всех проб, на основе которого формируются коллекции проб нормального и аномального геохимических полей, изучаемые затем отдельно; в) составление сборных проб с учетом регионального, локального, формационного, стратиграфического и литологического критериев; г) анализ сборных проб всеми доступными точными методами для получения средних характеристик отдельных литостратиграфических единиц разреза; д) анализ аномальных проб теми же методами и обязательная генетическая интерпретация аномалий.

Как сам отчет, так и богатейший фактический материал по геохимии и литологии отдельных толщ остались неопубликованными. Существуют всего две публикации обобщающего характера, которые освещают геохимию и рудоносность *всей сланцевой зоны* Пай-Хоя. Это коллективный препринт [65] и доклад на X Геологической конференции Коми республики, состоявшейся в 1984 г. [112]. Обе эти публикации настолько

---

<sup>1</sup> Среди них можно назвать следующие: 1. Геохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых толщах Пай-Хоя. — Сыктывкар, 1980. 20 с. (Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, А. А. Беляев). 2. Перспективы рудоносности палеозойских сланцевых формаций Пай-Хоя. — Сыктывкар, 1984. 21 с. (А. И. Елисеев, Я. Э. Юдович, А. А. Беляев, Г. Ф. Семенов, М. П. Кетрис). 3. Новый генетический тип концентраций марганца в черносланцевых отложениях Пай-Хоя. — Сыктывкар, 1979. 8 с. (Я. Э. Юдович, А. А. Беляев). 4. Полосчатые и глазковые известняки и доломиты в каменноугольных отложениях Пай-Хоя как возможное поделочное сырье. — Сыктывкар, 1980. 6 с. (Г. Ф. Семенов, Я. Э. Юдович). 5. О минералопроявлении бирюзы на Пай-Хое. — Сыктывкар, 1983. 8 с. (А. А. Беляев). 6. Перспективы бирюзоносности сланцевой (Лемвинской) зоны Пай-Хоя. — Сыктывкар, 1986. 21 с. (А. А. Беляев). 7. Новые данные о составе и строении бирюзы Силовахского проявления на Пай-Хое. — Сыктывкар, 1988. 19 с. (А. А. Беляев, А. А. Иевлев, Г. Ф. Семенов). 8. К геологии и минералогии проявлений марганцевых руд Пай-Хоя. — Сыктывкар, 1989. 24 с. (А. А. Беляев, Г. Н. Лысюк, Г. Ф. Семенов).

краткие, что могут рассматриваться лишь как схематичный реферат основных результатов.

Кроме этих двух реферативных работ в разные годы нами была опубликована целая серия статей и препринтов геохимического и литолого-минералогического содержания, основанных полностью или частично на пайхойских материалах. В числе их — работы по геохимии и метаморфизму органического вещества [24, 40—42, 44, 45, 89, 117], петрохимии [129], изотопному составу карбонатов [9, 12, 141], геохимии марганца, стронция, бария, ртути, селена, бора [106, 109, 116, 118, 119, 121, 122, 134]; публикации, посвященные различным вопросам рудоносности — баритовым и серноколчеданым рудам [143], карбонатным марганцевым рудам [9, 116, 122], фосфоритам [19], бирюзе [8]; наконец, несколько работ с описанием литологии отдельных осадочных формаций [4, 6, 7, 10, 11, 85, 102, 103] и найденных в них минералов [43, 46].

Впоследствии А. А. Беляев и Г. Ф. Семенов в 1987—1989 гг. провели литологическое изучение отложений ордовика и дополнительно опробовали некоторые черносланцевые разрезы  $D_3$ — $P_1$ . Полученные ими материалы, существенно дополняющие банк аналитических данных, оставались до настоящего времени необработанными.

С 1988 г. к исследованиям на Пай-Хое подключились аспирантки О. С. Мерц (Денисенко) и И. В. Козырева. Первая при содействии А. А. Беляева, А. В. Мерца и А. С. Микляева занималась детальным изучением геохимии черносланцевой толщи  $S$ — $D_1$ , а вторая с помощью прецизионного метода нейтронно-активационного анализа исследовала пробы из коллекций Я. Э. Юдовича на редкоземельные и некоторые другие элементы-примеси [49, 50, 58—61, 130, 135].

Таким образом, банк геохимических данных для этой монографии собирался без малого два десятилетия. В совокупности мы располагали более чем 500 полными силикатными анализами, из которых около 100 было разыскано в производственных отчетах, а остальные выполнены нами. Для характеристики горных пород с заметной карбонатностью нами было сделано около 700 фазовых «карбонатных» анализов с дополнительным определением  $P_2O_5$ . Сделано не менее 3.5 тыс. полуколичественных спектральных анализов, сотни определений элементов-примесей различными химическими и физическими методами в лабораториях Института геологии, Воркуты, Санкт-Петербурга, Киева и Гатчины. Для литологической характеристики пород изучено более тысячи прозрачных шлифов, а для точной идентификации минеральных фаз выполнено несколько сотен рентгеновских дифрактометрических анализов на установке ДРОН-2 и некоторое количество ИК-спектрометрических анализов.

Учитывая большую научную ценность полных химических анализов горных пород, вне зависимости от того, каким образом они нами обобщены и проинтерпретированы в тексте монографии, мы составили специальное компьютерное Приложение с полным перечнем таких анализов в сопровождении тщательно выверенных величин суммы.

С момента начала геохимических работ на Пай-Хое минуло 20 лет. За это время рухнул СССР, в корне изменилось отношение государства к геологии: она почти перестала финансироваться из бюджета, но обозначился конъюнктурный интерес к тем полезным ископаемым, которые

можно побыстрее добыть и продать. Несмотря на эти разительные перемены, приоритеты академической фундаментальной науки (а геохимия — это именно такая наука) ничуть не изменились. Как раньше, так и теперь задачей геохимии, и в частности развиваемой нами *региональной геохимии осадочных толщ* [108], является характеристика химического состава (геохимическое описание) отдельных литостратиграфических единиц, и на этой базе — реконструкция истории миграции и концентрации отдельных химических элементов. В совокупности такое изучение позволяет предложить геохимические критерии рудоносности [65, 108, 112].

В этих академических и прикладных задачах состоит смысл и оправдание монографии, предлагаемой вниманию читателя.

На протяжении всей работы авторы пользовались щедрой помощью своих сыктывкарских и воркутинских коллег: геологов А. С. Микляева, В. П. Корельского и Б. Я. Дембовского, тектониста Н. И. Тимонина, литолога и палеонтолога А. Б. Юдиной, минералога В. И. Силаева, химиков Л. П. Павлова и его коллектива, спектроскопистов Т. И. Ивановой и ее коллектива, радиобиолога А. И. Таскаева, лаборанта О. И. Пельмеговой.

Наша особая благодарность — заведующему Лабораторией литологии и геохимии осадочных формаций Института геологии (ранее — литологии и осадочного рудогенеза) д-ру геол.-минер. наук Александру Ивановичу Елисееву и воркутинскому спектроскописту, физику Науму Германовичу Фридлендеру. Первый руководил нашими литологическими работами на Пай-Хое; он доказал гомологичность формационных рядов Пай-Хоя и Лемвинской зоны Урала и впервые в 1979 г. заявил о наличии на Пай-Хое крупных горизонтальных смещений земной коры. Второй же на протяжении почти 30 лет оказывал академической науке неосценимое содействие в проведении химико-аналитических исследований в первоклассных лабораториях Воркутинского производственного объединения «Полярно-уралгеология».

Наконец, последнее — по счету, а не по важности. Составление этой монографии совпало с наступлением качественно нового этапа в жизни Института геологии — с началом «компьютерной эры». Впервые в нашей практике весь творческий процесс реализован силами самих авторов. Однако эта работа, и в частности далеко не простая процедура перевода первоначального текста, набранного в текстовом процессоре «Лексикон», в мощный процессор «Word Windows», была бы невозможна без содействия нашего коллеги А. В. Мерца, которому авторы выражают теплую признательность за его труд, и без высококвалифицированной помощи Л. А. Овчинниковой.

Помимо данного текста монографии, читатель может получить в свое распоряжение Компьютерное Приложение на дискете, представляющее собой Банк химико-аналитических данных, использованных при составлении книги. Для этого следует обратиться в НИСО Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН по адресу: Россия. Республика Коми, 167000. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54.

## Глава I. ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ СЛАНЦЕВОЙ ЗОНЫ ПАЙ-ХОЯ

Под *геохимическим описанием* осадочной толщи мы понимаем информацию о ее химическом составе, организованную определенным образом [108, с. 11]. Оно базируется на средних данных, полученных либо путем усреднения отдельных анализов, либо (что особенно широко практиковалось нами ранее, при ограниченных аналитических возможностях) непосредственно по сборным пробам, характеризующим определенную литостратиграфическую единицу. Геохимическое описание толщи — это ее своеобразная геохимическая визитная карточка; из геохимического описания мы узнаем, чем замечательна данная толща и в чем ее сходство с другими толщами.

Палеозойские отложения Пай-Хоя, как это было показано еще В. И. Устрицким [94], относятся к двум различным структурно-формационным зонам, имеющим большое сходство с Елецкой и Лемвинской зонами Севера Урала. Позднее В. С. Енокян [36] подтвердил отличие двух пайхойских зон, описав их под названием соответственно Печорской и Карской. Палеозойские отложения этих зон действительно резко отличаются: первые принадлежат перикратонной зоне Русской платформы, вторые — краевой зоне Уральской геосинклинали [34, 35, 75].

Черносланцевые отложения характерны только для сланцевой (Лемвинской или Карской) зоны; в их составе А. И. Елисеевым выделено 6 осадочных формаций, распадающихся на более мелкие подразделения — породные ассоциации. Последние отвечают обычно свитам или частям свит (рис. 1, 2).

### 1.1. Литохимические исследования

Применение термина «литохимия» оправдано в той же мере, что и термина «петрохимия». Греческие слова «петра» и «литос» означают одно и то же — «камень». Однако утвердившаяся в геологии стойкая традиция относит «камни» (горные породы), порожденные эндогенными высокотемпературными процессами, к *петрологии*, а «камни», рожденные близ поверхности Земли, — к *литологии*. По свидетельству Н. М. Страхова [87], такое разделение наук обозначилось в 1916—1922 гг., когда в университетах начали читать самостоятельные курсы петрографии осадочных пород, а впоследствии — и курсы литологии (на Западе — седиментология).

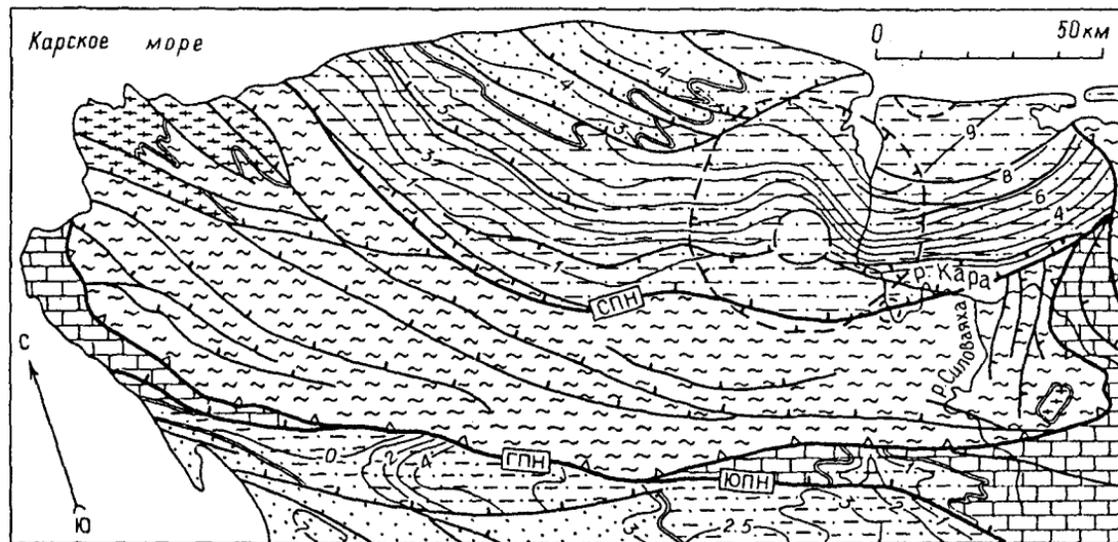


Рис. 1. Структурно-формационная карта Пай-Хоя. Составил В. В. Юдин [89].

1 — основные шарьяжи и надвиги: ГПН — Главный Пайхойский, ЮПН — Южно-Пайхойский, СПН — Северо-Пайхойский; 2—5 — выходы на поверхность формационных комплексов: 2 — шельфового карбонатного (слецкого), 3 — батинального сланцевого (карского), 4 — орогенного (а — флиппа, б — нижней и верхней молассы), 5 — байкальского фундамента; 6 — границы формаций и их комплексов; 7 — изолинии глубины залегания подошвы орогенных формаций (в км).

Следуя этой традиции, мы называем, по аналогии с петрохимией, *литохимией* всю ту область знания, которая трактует вопросы валового химического состава осадочных горных пород (а также и современных неконсолидированных осадков) и парапетрохимии.

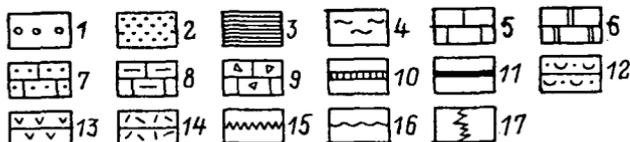
Для интерпретации состава метаморфизованных осадочных пород по данным полного силикатного анализа была разработана и успешно применялась специальная химическая классификация [123], важной частью которой была предложенная нами ранее система петрохимических модулей [108]. В качестве параметров классификации использовались, с одной стороны, «абсолютные» массовые содержания химических компонентов, вес. %:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , S,  $\text{C}_{\text{орг}}$  и некоторые др., а с другой — отношения друг к другу отдельных информативных порообразующих компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и др.), взятые либо по отдельности, либо в виде некоторых сумм (например,  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}$ ). Эти соотношения и называются петрохимическими модулями.

Такая классификация насчитывает 11 главных химических типов осадочных горных пород, а среди них — в 2—3 раза больше классов. При необходимости химическая координата классификации может быть дополнена структурной (4 семейства по структурам), и тогда получается классификационная матрица в составе 44 родов осадочных пород. Впрочем, практика применения классификации показала, что к структурной характеристике приходится прибегать не часто, поэтому химическая координата остается главной не только по смыслу, но и в практической работе.

Хотя при пользовании классификацией факт принадлежности диагностируемого состава к осадочным породам считался как бы заранее заданным, содержание ее в действительности гораздо богаче — она позволяет получать и важную информацию о том, что объект диагноза по своему составу мало похож или вовсе не похож на «нормальную» осадочную породу. Поэтому возможно производить диагностику туфов и туффитов, а может быть, и вообще неосадочных пород, например эффузивов. Именно эту цель (диагностику вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород) преследовало помещение в классификацию подтипов «псевдопород», а именно *псевдосилитов*, *псевдосиаллитов* и *псевдогидролизатов* в типах силитов, сиаллитов и гидролизатов. Эти подтипы выделялись по аномально высоким содержаниям  $\text{MgO}$ . Аналогично подтип железистых пород — *сиферлитов* — был предназначен для распознавания таких пород, как базитовые туфы, туффиты или непосредственно — основные эффузивы. Кроме того, и тип аномально-щелочных пород (*алкалитов*) только отчасти «наполнен» осадочными породами (но и в этом случае они высоко специфичны и могут быть щелочными туфами); несомненно, важную часть типа алкалитов должны составлять щелочные эффузивы.

Итак, хотя наша петрохимическая классификация первоначально была предназначена только для осадочных пород, в ней заложены вполне определенные критерии различения истинно осадочных пород от вулканогенно-осадочных или вулканогенных. Кроме того, как показала практика геохимических исследований древних толщ Урала (1986—1996 гг.), классификация оказалась вполне пригодной для диагностики метаморфи-

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ТОЛЩА	СВИТА	РАЗРЕЗ	МОЩНОСТЬ, М			
ПЕРМСКАЯ	P <sub>1</sub>	АРТИНСКИЙ	ВЕРХНЯЯ КАРО-СИЛОВСКАЯ	КЕЧ-ПЕЛЬСКАЯ		1600-2400			
		САКМАРСКИЙ							
		АССЕЛЬСКИЙ							
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	C <sub>3</sub>	ГЖЕЛЬСКИЙ	НИЖНЯЯ КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ		190			
	C <sub>2</sub>	КАСИМОВСКИЙ							
		МОСКОВСКИЙ							
	C <sub>1</sub>	БАШКИРСКИЙ							
		СЕРПУХОВСКИЙ					КАРСКАЯ	100	
		ВИЗЕЙСКИЙ					СИЛОВСКАЯ	350	
ДЕВОНСКАЯ	D <sub>3</sub>	ТУРНЕЙСКИЙ	НИЖНЯЯ КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ		150			
		ФАМЕНСКИЙ					ГРОМАШОРСКАЯ (D <sub>3</sub> В)	190	
		ФРАНСКИЙ					ПУТЬЮСКАЯ (D <sub>3</sub> А)	60	
	D <sub>2</sub>	ЖИВЕТСКИЙ					ПАДЕЙСКАЯ		300-600
		ЭЙФЕЛЬСКИЙ							
		ЭМСКИЙ							
D <sub>1</sub>	ЗИГЕНСКИЙ	ЛИВАНОВСКАЯ		70					
	ЖЕДИНСКИЙ								
СИЛУРИЙСКАЯ	S <sub>2</sub>	ПРЖИДОЛЬСКИЙ	ОЮСКАЯ		300				
		ЛУДЛОВСКИЙ							
	S <sub>1</sub>	ВЕНЛОКСКИЙ							
		ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ							
ОРДОВИЙСКАЯ	O <sub>3</sub>	АШГИЛЬСКИЙ	ТОИНТИНСКАЯ		700				
		В. КАРАДОКСКИЙ							
	O <sub>2</sub>	КАРАДОКСКИЙ				ТАЛЬБЕЙТОВСКАЯ	750		
		ЛЛАНДЕЙЛЬСКИЙ							
O <sub>1</sub>	ЛЛАНВИРНИЙСКИЙ	ТОИНТИНСКАЯ	300						
	АРЕНЦГСКИЙ								
КЕМБРИЙСКАЯ	E <sub>3</sub>	ТРЕМАДОКСКИЙ	ТОИНТИНСКАЯ		300				
ВЕНД	R <sub>4-V</sub>		СОКОЛЬНИНСКАЯ		2300-2500				
РИФЕЙ	R <sub>4</sub>	КУДАШ	МОРОЗОВСКАЯ		2000-2500				
	R <sub>3-R4</sub>	КАРАТАВИЙ	АМДЕРМИНСКАЯ		1500-2500				



ческих пород, обнаружив преимущества перед известными классификациями А. А. Предевского [74] и А. А. Неелова [64].

Ниже изложена применяемая нами система петрохимических модулей для алюмосиликатных пород с теми дополнениями, которые получены в процессе работы с метаморфическими породами.

Гидролизатный модуль (ГМ) предназначен для количественной оценки двух важнейших гипергенных процессов — выщелачивания и гидролиза. При инфильтрации метеорных вод из пород выносятся подвижные компоненты, в числе которых не только щелочи и щелочные земли, но отчасти и кремнезем. При этом накапливаются элементы-гидролизаты, образующие труднорастворимые гидроксиды. Из породообразующих это так называемые полуторные окислы  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , а также  $TiO_2$ . Мерой процесса гидролитической дифференциации вещества в гипергенезе может служить соотношение между гидролизатами и кремнеземом:

$$ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2.$$

Почему в числитель модуля включены также негидролизатные компоненты FeO и MnO? Потому, что мы не имеем возможности достоверно судить о том, что  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  — суть первичные формы этих элементов в осадке. Значительная часть их могла первоначально иметь вид  $Fe_2O_3$  и  $MnO_2$  и восстановиться уже в диагенезе. Таким образом, железо необходимо включать в гидролизатный модуль целиком, пренебрегая тем обстоятельством, что формально FeO — не гидролизатный компонент. То же касается и MnO с тем дополнением, что MnO может быть лишь условной аналитической формой выражения присутствующего в породе Mn. Ибо для корректного выражения формы нахождения марганца в породе ( $Mn^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$  или  $Mn^{4+}$ ) нужен специальный фазовый анализ; простой силикатный анализ форм нахождения марганца не показывает. Лишь в тех случаях, когда в породе много карбонатов или сульфидов и когда нам известно, что значительная часть  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  находится не в окисной или силикатной форме, а в карбонатной или сульфидной, включение FeO и MnO в гидролизатный модуль становится сомнительным. Для таких ситуаций М. П. Кетрис разработала специальные поправки при вычислении ГМ, состоящие в том, что в ГМ входит лишь та часть FeO и MnO, которая не связана в карбонатной или сульфидной форме. Однако, во-первых, не вполне ясна сама методологическая основа таких поправок (ибо диагенетический  $FeCO_3$  может получиться из бывшего в осадке  $Fe_2O_3$ , и не учитывая этого, мы искусственно занижаем гидролизатный модуль!), а во-вторых, такие ситуации довольно редки. Во всяком случае, в настоящей книге даны значения ГМ без поправок. Включение в состав гид-

Рис. 2. Схема литостратиграфического расчленения палеозойских отложений сланцевой (Карской) зоны Пай-Хоя. Составил А. А. Беляев по материалам [7, 10, 21, 34, 36, 65 и др.].

1 — конгломераты, 2 — песчаники и алевролиты, 3 — слюдяные и глинистые сланцы, 4 — кремнистые породы, 5 — известняки, 6 — доломиты, 7 — песчаные известняки, 8 — глинистые известняки, 9 — известковые брекчии, 10 — пластовые бариты, 11 — яшмовидные известковые силициты (яшмоиды), 12 — туфопесчаники, 13—14 — эффузивы (13 — основные, 14 — кислые), 15 — тектонические контактные, 16 — стратиграфические несогласия, 17 — границы фациальных переходов.

ролизатного модуля железа (и титана) делает этот параметр гораздо более информативным, чем обычно употребляемый модуль АМ [108, с. 29].

По значениям модуля ГМ выделяются три главных типа кремнистых и терригенных осадочных пород, составляющих большую часть стратисферы:

ГМ	Тип породы
< 0.30 . . . . .	Силиты
0.30—0.55 . . . . .	Сиаллиты и сиферлиты
> 0.55 . . . . .	Гидролизаты

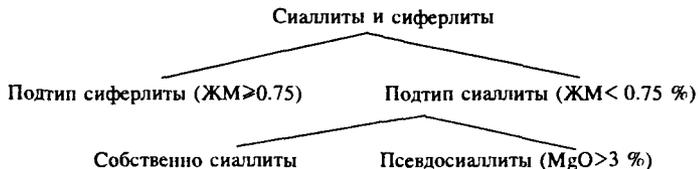
Тип «силиты» обнимает кремнистые (*аквагенные*) и существенно кварцевые (*петрогенные*) породы, но сюда же могут попасть, как ни странно, породы вовсе бескварцевые, но зато бедные глиноземом и железом. Это исключительно специфические образования, весьма богатые магнием, — пикритовые туфы и палыгорскитовые глины. Наличие таких пород вынуждает предусматривать выделение двух подтипов:



Собственно силиты разделяются на четыре класса:

ГМ	Класс силитов
≤ 0.05 . . . . .	Гиперсилиты
0.06—0.10 . . . . .	Суперсилиты
0.11—0.20 . . . . .	Нормосилиты
0.21—0.30 . . . . .	Миосилиты

Тип «сиаллиты и сиферлиты» выделяется по значениям ГМ 0.30—0.55. Как и в типе силитов, здесь тоже могут оказаться вулканогенно-осадочные и даже вулканогенные породы. Для их распознавания используем, во-первых, абсолютные содержания MgO (выделяя псевдосиаллиты с MgO > 3 %) и, во-вторых, — значение вспомогательного железного модуля ЖМ, который разделяет сиаллиты от сиферлитов по значению ЖМ = 0.75:



Большинство глинистых пород и значительная часть граувакк относятся к собственно сиаллитам, и таких пород в стратисфере очень много. Это заставляет дифференцировать их более подробно как по величине главного

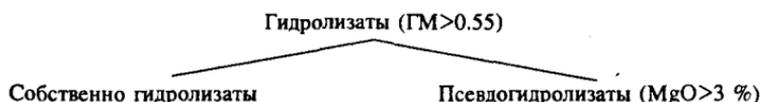
классификационного параметра ГМ, так и по значениям вспомогательных модулей.

По значениям ГМ целесообразно рассматривать по крайней мере четыре класса собственно сиаллитов:

ГМ	Классы сиаллитов
0.30—0.35 . . . . .	Гипосиаллиты (т. е. пониженно-гидролизатные)
0.36—0.45 . . . . .	Нормосиаллиты (нормально-гидролизатные)
0.46—0.50 . . . . .	Суперсиаллиты (повышенно-гидролизатные)
0.51—0.55 . . . . .	Гиперсиаллиты (высоко-гидролизатные)

Практика показывает, что гипосиаллиты чаще всего оказываются не столько глинистыми, сколько обломочными породами (например, глинистыми алевролитами); они родственны миосилитам. Наоборот, супер- и гиперсиаллиты — это естественный переход от сиаллитов к гидролизатам. Потребность в выделении градаций супер- и гиперсиаллитов, т. е. сиаллитов, обогащенных сверх нормы гидролизатным материалом, видна хотя бы из того, что ранее границу гидролизатов проводили по значениям ГМ = 0.50 [108] и лишь позднее ее подняли до ГМ = 0.55 [123]. На самом деле практика показывает, что даже начиная с ГМ = 0.40 (не говоря уже о значении 0.45) в глинистых породах всегда присутствуют либо глиноземистые (каолинит), либо железистые (шамозит, гидроокислы Fe) продукты, т. е. такие породы генетически связаны с гидролизатами (продуктами корообразования).

Тип «гидролизаты» выделяется по значениям ГМ > 0.55. Здесь также могут присутствовать неосадочные породы, которые распознаются по своей магнезиальности. Это требует выделения двух подтипов:



Собственно гидролизаты делятся на четыре градации:

ГМ	Градации гидролизатов
0.56—0.85 . . . . .	Гипогидролизаты
0.86—2.0 . . . . .	Нормогидролизаты
2.1—10 . . . . .	Супергидролизаты
> 10 . . . . .	Гипергидролизаты

Значение ГМ = 0.85 характерно для такого минерала-индикатора, как каолинит, а нижняя граница супергидролизатов задана по значению ГМ = 2, ибо такова нижняя граница алюмокремниевого модуля для промышленных бокситов. Основное различие между гипогидролизатами и остальными гидролизатами состоит в том, что в последних обязательно должны присутствовать свободные оксиды (или гидроксиды) Al или Fe, тогда как в первых они могут быть, а могут и не быть. Сфера применения градации «гипергидролизаты» пока не очень ясна, хотя очевидно, что такие образования — это высококачественные Fe- или Al-руды.

Итак, гидролизатный модуль ГМ — это основной классификационный параметр для алюмосиликатных пород, позволяющий выделить три их

крупных типа. Но для более дробного разделения пород в целях более точной диагностики необходимо использовать несколько других модулей. Их основное назначение — более детальная характеристика преобладающих терригенных пород — сиаллитов.

**Железный модуль (ЖМ)** предназначен для описания соотношения между железистыми и глиноземистыми продуктами гидролиза, ибо в стратиффере есть и те и другие. Но если для пород-гидролизатов величина ЖМ лишь задает классы, генетически сходные (глиноземистый — бокситы, железистый — железные руды, марганцовистый — марганцевые руды и т. д.), то для сиаллитов + сиферлитов значение ЖМ гораздо фундаментальнее, так как среди нормальных осадочных пород умеренной гидролизатности высокожелезистых пород не бывает. Следовательно, если порода имеет ЖМ в пределах 0.30—0.55, но при этом показывает аномально высокую величину ЖМ, то это означает, что мы имеем дело либо с вулканогенно-осадочной породой, либо просто с вулканитом. Поэтому значение

$$\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 > 0.75$$

было нами принято для разделения сиаллитов и сиферлитов [123]. Вполне возможно, что принятая нами граница (ориентированная на среднее значение ЖМ для основных эффузивов континентов) в действительности сильно завышена. Может быть, в дальнейшем опыт покажет, что ее целесообразнее опустить до 0.60 или даже до 0.50. Пока что мы оставляем ее в силе, используя дробное разделение сиаллитов по их железистости:

ЖМ	Градации сиаллитов
0.25 . . . . .	Гипожелезистые
0.26—0.55 . . . . .	Норможелезистые
0.56—0.65 . . . . .	Супержелезистые
0.66—0.75 . . . . .	Гипержелезистые

Сфера применения последней градации пока еще недостаточно ясна.

**Фемический модуль (ФМ)** своей идеей обязан петрохимии — он в сущности отражает то же, что и параметр *b* в системе А. Н. Заварицкого. Фемический модуль ФМ по форме полностью совпадает с параметром *F* у А. А. Предовского [74], с тем отличием, что мы вычисляем его (как и все остальные модули) просто по массовым процентам, а не по молекулярным количествам:

$$\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2 .$$

Кстати сказать, в отличие от А. А. Предовского мы включаем и MnO в ФМ, хотя это и не принципиально, так как содержания MnO почти всегда малы. Если ассоциация Fe+Al — типично гипергенная, то ассоциация Fe+Mg, напротив, — типично гипогенная. Поэтому модуль ФМ наряду с модулем ЖМ — важный критерий для распознавания вулканоген-

но-осадочных пород или просто вулканитов. Мы использовали следующие градации сиаллитов по величине ФМ:

ФМ	Градация сиаллитов
<0.10 . . . . .	Гипофемические
0.11—0.25 . . . . .	Нормофемические
0.26—0.30 . . . . .	Суперфемические
>0.30(?) . . . . .	Гиперфемические

Сфера применимости последней градации не полностью ясна. В частности, может быть, что гиперфемических сиаллитов в природе не существует: они могут оказаться либо магнезиальными псевдосиаллитами, либо магнезиальными псевдогидролизатами.

Значение титанового модуля ( $TM = TiO_2/Al_2O_3$ ) как важной геохимической константы гипергенных процессов было продемонстрировано в работах А. А. Мигдисова 60-х годов. Он обнаружил, что у глинистых пород ТМ отчетливо ниже, чем у песчаных: 0.030—0.060 против 0.055—0.075. Причиной этого является динамическая сортировка материала, приводящая к частичному разделению тяжелых титановых аксессуаров и более легкого глинистого вещества (носителя глинозема). Кроме того, ТМ зависел от климатической и фациальной принадлежности пород: он был выше в гумидных отложениях, чем в аридных, и более высоким в мелководных, чем в глубоководных (тиховодных!).

В дальнейшем наши работы на Печорском Урале [108] подтвердили все выводы А. А. Мигдисова и показали роль еще одного фактора — титанистости петрофонда обломочных пород. Обломочные породы, генетически связанные с более титанистыми базальтами, имели ТМ заметно выше, чем те, которые были связаны с кислыми породами (например, аркозы).

Таким образом, постепенно стало ясно, что ТМ должен коррелировать по меньшей мере с двумя параметрами: с ГМ (обратная корреляция) и с ФМ (реже с ЖМ) — прямая корреляция. Первая отражает связь ТМ с динамическими фациями и порождено гипергенезом, а вторая — связь титана с железом и магнием и порождено гипогенезом.

Отсюда вытекает методика использования ТМ для целей диагностики горных пород, в частности метаморфических. Очевидно, что для пород относительно кремнеземистых (с малыми или умеренными ГМ, отвечающими силитам и сиаллитам) большие значения ТМ будут отвечать песчаникам, а малые — кислым туфам. Для пород же более основных (с ГМ, отвечающими сиаллитам и гидролизатам) более высокие ТМ будут типичны для метабазитов, а меньшие значения — для метапелитов. Если для метапелитов даже значения  $TM=0.060$  могут расцениваться как аномальные (если это не гидролизаты, у которых ТМ часто высок), то для метабазитов вполне нормальны значения  $TM \approx 0.070$ .

Для сиаллитов мы используем следующие градации по величине ТМ:

ТМ	Градации сиаллитов
<0.035 . . . . .	Гипотитанистые
0.036—0.065 . . . . .	Нормотитанистые
0.066—0.085 . . . . .	Супертитанистые
>0.085 . . . . .	Гипертитанистые

**Модуль нормированной щелочности (НКМ)** представляет собой сумму натриевого (НМ) и калиевого (КМ) модулей:

$$\text{НКМ} = \text{НМ} + \text{КМ} = \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3.$$

Очевидно, что НКМ — это не что иное, как известный в петрологии «коэффициент аптаитности», не в молекулярных количествах, а в массовых процентах. Давая соотношение между щелочами и глиноземом, НКМ содержит информацию о соотношении двух главных типов щелочных алюмосиликатов: существенно гипогенных полевых шпатов и существенно гипергенных слюд. Поскольку слюды — минералы гораздо более глиноземистые, чем полевые шпаты, то низкие значения НКМ свидетельствуют о преобладании слюд, а высокие — о преобладании полевых шпатов. Например, значение КМ для мусковита — 0.31. Если  $\text{КМ} > 0.31$ , то в природе обязательно присутствует калиевый полевой шпат (или какой-то иной высококалиевый минерал), а если  $\text{КМ} < 0.31$ , то присутствие его хотя и возможно, но уже не обязательно. Поскольку в осадочных породах кислые плагиоклазы распространены гораздо шире, чем ортоклаз, то  $\text{Na}_2\text{O}$  чаще всего входит в состав альбита-олигоклаза, а не парагонита, а  $\text{K}_2\text{O}$  — в состав гидрослюд, а не ортоклаза. Первое обстоятельство повышает величину НКМ, а второе, наоборот, понижает. Отсюда понятно, отчего в песчаниках НКМ, как правило, выше, чем в глинистых породах. Но и в глинистых породах, содержащих ощутимые количества бесщелочных алюмосиликатов (хлорита, каолинита, монтмориллонита), НКМ также будет понижен.

Наш опыт показывает, что с наличием полевых шпатов реально приходится считаться при значениях НКМ не ниже 0.40. Конечно, и при меньших значениях НКМ присутствие полевых шпатов отнюдь не запрещено, но они в этом случае не являются порообразующими. Эти соображения позволяют использовать следующие градации НКМ для сиаллитов:

НКМ	Градации сиаллитов
<0.20 . . . . .	Гипощелочные
0.21—0.40 . . . . .	Нормощелочные
0.41—0.50 . . . . .	Суперщелочные
>0.50 . . . . .	Гиперщелочные

Очевидно, что НКМ может служить инструментом для распознавания примеси полевошпатовой пирокластики в осадочных породах [108, с. 32] и соответственно — для различения пластообразных метаэффузивов от парапород. Однако из сказанного выше ясно, что «чувствительность» этого параметра выше в отношении кислых вулканитов, чем в отношении основ-

ных. В первых мало или нет бесщелочных алюмосиликатов, а во вторых их много (темноцветные минералы), что снижает величину НКМ до уровня, свойственного пелитоидам. По этой причине для диагностики базитов необходимо использовать НКМ в паре с другим информативным модулем, например НКМ—ФМ [129, 132].

Соотношение щелочей есть фундаментальная характеристика, отличающая глинистые породы ( $K_2O > Na_2O$ ) от обломочных ( $Na_2O > K_2O$ , за исключением некоторых аркозов). Поэтому данное соотношение обязательно фигурирует во всех петрохимических систематиках. Мы называем его щелочным модулем (ЩМ =  $Na_2O/K_2O$ ). У А. А. Прековского это параметр  $K = K_2O - Na_2O$ , у А. Н. Неелова —  $K = K_2O/(K_2O + Na_2O)$ . Можно предложить следующие градации величины ЩМ для сиаллитов:

ЩМ	Градация сиаллитов
<0.30 . . . . .	Гипонатровые
0.30—1.0 . . . . .	Нормонатровые
1.1—3.0 . . . . .	Супернатровые
>3.0 . . . . .	Гипернатровые

Опыт показал, что супер- и гипернатровые породы — это почти всегда либо аркозы, либо метабазиты, тогда как гипонатровые, как правило, являются пелитоидами.

После нескольких лет практики весьма успешного применения гидролизатного модуля ГМ ранее весьма популярный алюмокремниевый модуль (АМ =  $Al_2O_3/SiO_2$ ) [64] отодвинулся на второй план, ибо выяснилась его сугубо вспомогательная функция. Можно предложить следующие градации величины АМ для сиаллитов:

АМ	Градация сиаллитов
<0.25 . . . . .	Гипоглиноземистые
0.26—0.35 . . . . .	Нормоглиноземистые
0.36—0.40 . . . . .	Суперглиноземистые
>0.40 . . . . .	Гиперглиноземистые

Пока не очень ясна сфера применения последней градации: может быть, гиперглиноземистых сиаллитов и не существует, а все такие породы в действительности являются уже гидролизатными? Заметим также, что при прочих равных условиях присутствие слюд повышает АМ, а присутствие полевых шпатов — понижает. Следовательно, АМ, как и НКМ, может дать некоторую информацию о присутствии в породе полевых шпатов.

Кроме модулей, в практике литохимии часто приходится пользоваться двумя «абсолютными» параметрами. Это сумма щелочей ( $Na_2O + K_2O$ ) и содержание  $CO_2$ . Если  $Na_2O + K_2O > 8\%$ , то порода относится к типу *алкалитов*, а если  $CO_2 > 20\%$ , то к типу *карбонатолитов*. При содержаниях  $CO_2$  5—20% породы именуются нами *карбонат-содержащими*, а при сумме щелочей 5—8% — *щелочными*.

При изучении кремнистых пород часто применяется фазовый анализ, позволяющий определять «свободный  $SiO_2$ » —  $SiO_{2св}$ , т. е. кремнезем, не связанный в силикатах и представленный кварцем, халцедоном, опалом. Методика такого анализа была значительно усовершенствована в Инсти-

туте геологии Л. П. Павловым [68]. Содержание  $\text{SiO}_2_{\text{св}}$  можно выразить как долю от валовой  $\text{SiO}_2$ , в породе — в виде «индекса FSI» (Free Silica Index):

$$\text{FSI} = (\text{SiO}_2_{\text{св}} / \text{SiO}_2) .$$

В настоящей работе широко используются модульные диаграммы вида ГМ — НКМ, ГМ — ТМ, ТМ — ЖМ и некоторые др., однако ни одна из них не является универсальной — пригодной для любой совокупности анализов. Например, для кремнистых пород-силитов на модульной диаграмме ГМ — НКМ второй параметр может оказаться «нерабочим»; для них более информативным может быть титановый модуль ТМ. Для вулканогенно-осадочных пород не совсем корректно использование параметра ГМ, предпочтительнее использовать алюмокремниевый модуль АМ для кислых и фемический модуль ФМ — для основных пород.

Мы применяли следующий алгоритм литохимической обработки анализов.

1) В компьютер вводились данные силикатных анализов для определенной литостратиграфической единицы.

2) Вычислялась величина основного классификационного параметра для алюмосиликатных и кремнистых пород — ГМ. Анализы кодировались в соответствии с этой величиной, например 1 — гипер- и суперсилиты, 2 — нормосилиты, 3 — гипосилиты, 4 — сиаллиты и т. д.

3) На компьютере строились модульные диаграммы, где точки составов обозначались соответствующим цифровым кодом.

4) Из нескольких модульных диаграмм выбиралась такая, которая лучше других удовлетворяла двум условиям: а) минимальное смешение точек с разными кодами, б) максимальное разрешение, т. е. дифференциация совокупности точек на отдельные подмножества-кластеры. В пределах каждого кластера составы горных пород (в данных координатах!) ближе друг к другу, нежели к любому составу из любого другого кластера. Понятно, что условие «а» почти неизбежно заставит отдать предпочтение таким модульным диаграммам, где по одной из осей отложена величина ГМ.

5) Для родственных составов, образующих кластеры, на компьютере проводилось усреднение. В итоге исходная совокупность анализов разделялась на две части: а) средние составы, вычисленные как минимум по двум анализам; б) индивидуальные составы, не попавшие в кластеры либо вследствие отскока (большой дисперсии) своих параметров, либо исключенные из кластеров по другим признакам, например по аномально высокой (для данного кластера) карбонатности.

Как видим, описанная процедура сочетает в себе формальные операции с неформальными (экспертными). К последним относятся формирование кластеров (группы сближенных точек просто обводились контуром на компьютерном графике) и решение об изъятии того или иного анализа из кластера, даже если он формально туда попадает.

б) Итоговые данные сводились в таблицы,<sup>2</sup> которые и служили базой для литохимического описания каждой литостратиграфической единицы.

<sup>2</sup> Чтобы избежать излишнего усложнения таблиц, мы даем для кластеров только средние значения без дисперсий. Однако последние хранятся в нашем Банке данных и могут быть затребованы читателем в случае надобности (см. Введение).

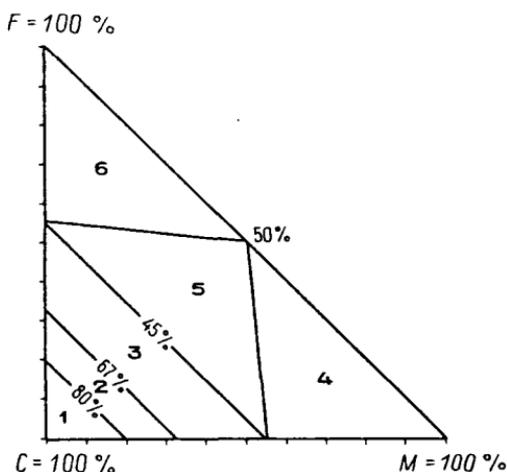


Рис. 3. Треугольник FCM с границами и номерами полей, согласно [123].

Описанная процедура применялась нами для обработки полных (валовых) силикатных анализов. Кроме того, нами широко использовались фазовые анализы 1.89 %-ной HCl-вытяжки, так называемые *карбонатные*. Методика и сфера применения таких анализов ранее описаны достаточно подробно (например, [108, с. 16, 22]).

Известно, что литологи давно практикуют обработку карбонатных анализов путем пересчета их на нормативные карбонатные компоненты-миналы:  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$  [108, с. 24]. В 1986 г. мы предложили упрощенный вариант обработки карбонатных анализов без пересчета на миналы.<sup>3</sup>

Упрощение заключается в отказе от балансировки суммы окислов (CaO, MgO, FeO, MnO) с  $\text{CO}_2$  путем нормативного пересчета: допускается, что эти окислы перешли в HCl-вытяжку только из карбонатной фазы. Для сильнокарбонатных пород это практически так и есть. Но для пород с высоким выходом силикатного нерастворимого остатка (н. о.), например карбонатных глин (н. о. 75—95 %), часть MgO или FeO в HCl-вытяжке заведомо некарбонатная. Впрочем, для таких пород и определения  $\text{CO}_2$  не всегда достаточно точны [108, с. 16], а поэтому нормативный пересчет мало помогает делу; всегда остается неопределенность в выборе правильной последовательности пересчета, например  $\text{CaO} \rightarrow \text{MgO} \rightarrow \text{FeO}$  или, наоборот,  $\text{FeO} \rightarrow \text{MgO} \rightarrow \text{CaO}$ ? [122].

В нашей упрощенной процедуре пересчет на карбонатные миналы не производится: содержания  $\text{CO}_2$  не используются. Карбонатный анализ изображается точкой в треугольнике с вершинами CaO—MgO—(FeO +

<sup>3</sup> Очевидно, что у нас было немало предшественников, игнорировавших содержания  $\text{CO}_2$  просто в силу необходимости,— этот компонент не всегда определялся в массовых анализах! Поэтому идея использования в карбонатном анализе только окислов отнюдь не претендует на новизну. Оригинальными, вероятно, можно считать только конкретные границы полей в классификационном треугольнике М. П. Кетрис (треугольник FCM).

MnO), для чего сумма этих окислов принимается за 100 %. В треугольнике выделяется 6 классификационных полей [123, с. 23].

Еще большее упрощение графической процедуры (по сравнению с первоначальным треугольником М. П. Кетрис) достигается тем, что вместо равностороннего треугольника используется прямоугольный треугольник, в котором достаточно отложить по осям только количество MgO и FeO + MnO (рис. 3).

Чтобы учесть информацию о н. о., составы его с разными содержаниями наносятся на треугольник разными значками (например, на компьютере — цифровым кодом), что позволяет объединять сближенные значки в кластеры для вычисления средних составов точно так же, как и на модульных диаграммах. Таким образом, в процедуре статистической обработки карбонатных анализов используются два параметра: а) состав растворимого в 1.89 %-ной HCl вещества, выраженный соотношением CaO : MgO : (FeO + MnO), и б) содержание н. о. (в %). Оба параметра предварительно градуируются — задаются классификационные нормы. Для состава карбонатного вещества это шесть классов на треугольнике М. П. Кетрис [123, с. 23], а для содержания н. о. — общепринятые границы в классификациях Вишнякова — Теодоровича (< 10, 10—25, 25—75, 75—90, > 90 %). Для очень грубой, приблизительной оценки доли карбонатов в HCl-вытяжке можно воспользоваться выражением: карбонаты  $\approx 2.2 \cdot \text{CO}_2$ . Дефицит суммы карбонатного анализа ( $\delta$ ) дает представление о доле некарбонатного вещества в HCl вытяжке:

$$\delta = 100 \% - (\text{н. о.} + \text{CO}_2 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{FeO}).$$

Фосфаты в эту долю не входят, поскольку определение P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (из отдельной навески) предусмотрено принятой в химической лаборатории Института геологии процедурой «расширенного карбонатного анализа» [108, с. 22].

## 1.2. Алевритоло-сланцевая (палиноровая) ордовикская формация

Мощность формации около 1500 м. Она изучалась в районе Амдермы и на Центральном Пай-Хое. В ее составе выделяют следующие породные ассоциации [65]:

1. Полимиктовые конгломераты и песчаники, песчаные известняки. Ассоциация охватывает базальные слои ордовика (мыс Соколий) . . . . . Около 100 м
2. Алеврито-песчаные и филлитовидные сланцы. Ассоциация включает верхи O<sub>1</sub> и не была охвачена опробованием. . . . . Около 500 м
3. Алевритистые известняки и глинистые сланцы. Ассоциация отвечает низам хенгурской свиты O<sub>2</sub> и также не была опробована. . . . . 150—200 м
4. Известково-глинисто-кремнистые и известковые алевриты. Отложения соответствуют верхам хенгурской свиты. . . . . 200—400 м
5. Кремнисто-глинисто-известковые сланцы и алевритистые известняки — тальбейтвисская свита среднего ордовика . . . . . 250—350 м
6. Глинисто-кремнистые и известковые сланцы, известняки — сопчинская свита среднего—верхнего ордовика . . . . . Около 300 м

Вверх по разрезу палиноровой формации уменьшается размерность обломочных частиц, нарастает количество известкового и кремнистого материала, который постепенно вытесняет обломочную алевроитовую примесь. В сопчинской свите алевроитового материала уже очень мало, преобладает известковый и глинисто-кремнистый.

Палиноровая формация отвечает начальному этапу образования сланцевой зоны, постепенному прогибанию ее субстрата. В раннем ордовике условия седиментации были мелководными, позже (в среднем ордовике) они становятся более глубоководными [65].

Отложения  $O_1a_2—O_2(?)$  на мысе Соколем (свита лакорсале), к сожалению, не были охарактеризованы силикатными анализами. Мы располагали только 14 фазовыми карбонатными анализами, принадлежащими Э. С. Щербакову (1977 г.), и 50 анализами А. А. Беляева (1990 г.). По содержанию н. о. наблюдается полная гамма пород от псаммомергелей (25—75 %) до карбонатных песчаников (75—88 %). Карбонатное вещество — кальцитовое, содержание  $MnO$  нигде не превосходит 0.20—0.22 %. Заслуживают внимания две геохимические аномалии фосфора ( $P_2O_5$  — 0.62 и 0.90 %) в пробах 300/595а и 300/790. Это карбонатные алевролиты (н. о. около 70 %), маркирующие основание слоев  $O_2$ .

Статистическая обработка карбонатных анализов (табл. 1, рис. 4) позволяет выделить 8 средних составов и 7 индивидуальных. Последние либо выскакивают за пределы кластеров вследствие отличия состава кислоторастворимой фазы, либо отличаются от пород в кластерах по содержанию н. о. (обр. СК/390, 301/874).

Кластеры I—III и 6 индивидуальных составов отвечают по составу карбонатов классу 1 — кальциевому.<sup>4</sup> По выходу н. о. среди них выделены псаммомергели (кл. II, III) и псаммомергели известковистые (кл. I). В первых в 2—3 раза больше ( $FeO + MnO$ ) и вдвое выше выход н. о. Кластеры IV—VII формально отвечают классу 2 (магний-кальциевому), однако дефицит суммы (отвечающий растворенным  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ ) достигает здесь 6—7 %, что означает интенсивное растворение силикатов, скорее всего — хлорита. Аналогичный состав растворимой фазы имеют породы кл. VIII — карбонатные песчаники (н. о. ~ 82 %).

Для литохимической характеристики толщи  $O_2—O_3$  на Центральном Пай-Хое мы располагали 49 силикатными анализами. Часть этих анализов уже представляла собою средние составы; это 16 анализов наших сборных проб (с индексами ПХ и Хэ) и 11 средних, вычисленных нами по данным, опубликованным В. И. Силаевым [83]. Остальные 22 анализа представляют индивидуальные пробы. Предварительная компьютерная обработка данных позволила выбрать наиболее информативную модульную диаграмму в координатах ГМ—ТМ, на которой можно заметить тенденцию к слабой отрицательной корреляции этих модулей. Дело в том, что при прочих равных условиях ТМ пород песчано-алевроитовых (более низкий ГМ) должен быть выше, чем ТМ пород глинистых (более высокий ГМ) [108]. Для выделения кластеров на этом графике (и всех последующих — однотипных) мы использовали два принципа.

<sup>4</sup> Напомним, что здесь и далее в тексте используется классификационный треугольник FCM. На рис. 4 показана только его левая часть с полями классов 1, 2 и с частью поля класса 3.

Таблица 1

**Фазовый химический состав (1.89 % HCl) отложенный  
пальмовой формации O<sub>1</sub>, мас. %**

Компоненты, показатели	Средние составы							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Н. о.	32.67	67.18	69.33	76.65	80.92	79.29	77.19	81.91
CO <sub>2</sub>	27.68	12.58	11.88	7.35	5.44	6.10	6.17	4.30
CaO	34.81	15.51	14.64	8.48	5.93	7.15	6.64	4.54
MgO	0.47	0.40	0.35	0.65	0.77	0.64	1.02	0.90
MnO	0.16	0.14	0.13	0.09	0.08	0.06	0.08	0.07
FeO	0.70	0.78	1.07	1.50	1.23	2.07	2.02	1.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.30	0.32	0.69	0.43	1.38		0.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.37	0.15	0.24	0.23	0.23	0.23	0.21
Сумма	96.93	97.25	98.25	95.29	94.80	96.21	93.34	93.93
M = MgO:(CaO+MgO+ +MnO+FeO), %	1.31	2.37	2.03	5.95	9.66	6.51	10.46	12.36
F = (FeO+MnO):(CaO+ +MgO+MnO+FeO), %	2.43	5.48	7.44	14.83	16.27	21.33	21.43	24.82
n	28	2	4	2	2	2	2	3

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты, показатели	Индивидуальные составы						
	$\frac{301}{874}$	СК-390	СК-386	$\frac{300}{790}$	$\frac{301}{875}$	$\frac{300}{821}$	$\frac{301}{862}$
Н. о.	77.58	(79.32)*	(76.70)*	71.30	75.88	71.34	88.00
CO <sub>2</sub>	9.17	8.84	9.28	9.56	8.90	10.18	2.07
CaO	11.85	10.93	11.05	11.61	11.43	12.21	1.72
MgO	0.06	0.14	0.78	0.73	0.02	0.54	0.59
MnO	0.08	0.04	0.10	0.07	0.13	0.11	0.05
FeO	0.36	0.37	0.46	1.15	1.02	1.58	2.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.30	1.49	0.27	0.30		1.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.06	0.14	0.90	0.27	0.18	0.17
Сумма	99.55			95.59	97.95	96.14	96.41
M = MgO:(CaO+MgO+ +MnO+FeO), %	0.49	1.22	6.30	5.38	0.16	3.74	11.59
F = (FeO+MnO):(CaO+ +MgO+MnO+FeO), %	3.56	3.57	4.52	9.00	9.13	11.70	54.62
n	1	1	1	1	1	1	1

Примечание. Здесь и в аналогичных таблицах P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> определялся из отдельной навески путем разложения породы в HNO<sub>3</sub>; здесь и далее н. о. — нерастворимый остаток, л — число анализов; в пробах, отмеченных звездочкой, н. о. не определялся и вычислен условно — по разности.

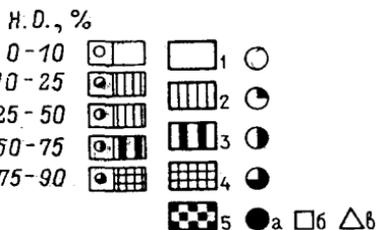
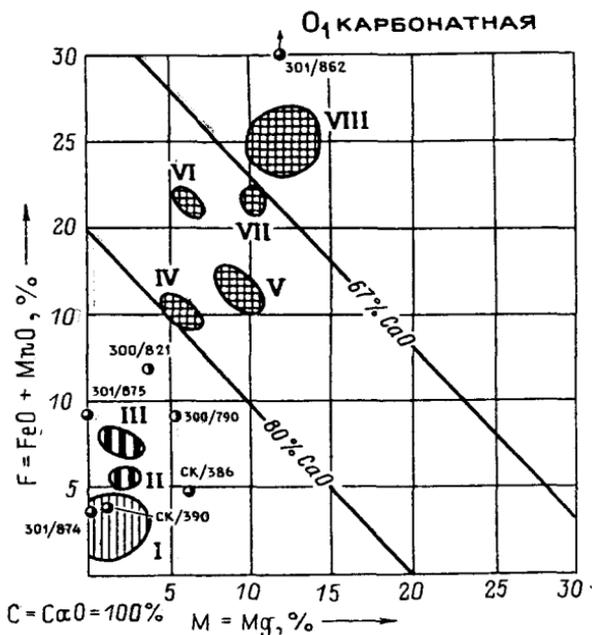


Рис. 4. Фазовый состав отложений  $O_1$ .

Условные обозначения для типов пород в пределах кластеров (слева) и вне их (справа): 1 — чистые карбонатные породы, н. о. < 10%; 2 — глинистые (кремнистые, песчаные) карбонатные породы, н. о. 10—30%; 3 — мергели карбонатные, н. о. 30—50%; 4 — мергели глинистые (кремнистые, песчаные), н. о. 50—70%; 5 — бескарбонатные породы, н. о. > 90% (а — глинистые, б — песчаные, в — кремнистые).

1. Не объединяли в один кластер породы, относящиеся к разным классам и подклассам силитов и сиалитов, поэтому, как правило, контуры кластеров не пересекают классификационных границ силитов по параметру ГМ: 0.10—0.20—0.30. Понятно, что если имеется в действительности непрерывный ряд силитов (от ГМ < 0.05 до ГМ 0.30), то выделенные таким образом кластеры могут оказаться несколько искусственными.

2. Анализы карбонатсодержащих ( $CO_2$  5—20 %) и карбонатных пород-карбонатолитов ( $CO_2$  > 20 %) группировали в отдельные кластеры. При этом возможны случаи, когда параметр «карбонатность» совсем не зависит от модулей ГМ и ТМ. Тогда контуры «карбонатных» кластеров

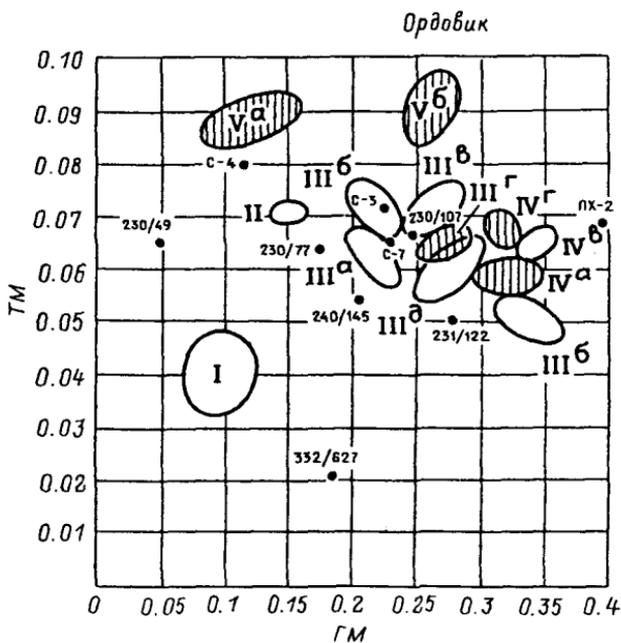


Рис. 5. Модульная диаграмма ГМ—ТМ для отложений  $O_1$ .

могут перекрыться с контурами «некарбонатных». Как видно на рис. 5, из «карбонатных» кластеров таким (неспецифическим) оказался только один.

В итоге мы получили 13 кластеров, объединяющих от 2 до 5 анализов; 10 составов в эти кластеры не попадают, отклоняясь по величинам ГМ, ТМ или карбонатности. Из табл. 2 видно, что некоторые средние составы (а также индивидуальные анализы) присущи только определенной свите, т. е. несут и стратиграфическую нагрузку. Однако много и таких пород (8 кластеров), химический состав которых не зависит от положения в разрезе: они встречаются либо в двух свитах, либо во всех трех.

Породы хенгурской свиты представляют собой миосилиты (ГМ 0.21—0.27) и карбонатные миосилиты (кремнистые мергели). Последние вдобавок супержелезистые и супертитанистые.

Породы тальбейтывисской свиты отличаются высокой карбонатностью (псаммо- и алевромергели); некарбонатная их часть отвечает полевошпат-кварцевому алевролиту. Отметим некарбонатную высококремнистую породу (С4), которая выделяется не только низким ГМ (0.12), но и повышенными титанистостью и железистостью. Таким сочетанием в равной мере могли бы обладать также отмученные кварцевые песчаники и силициты. Однако литологические данные заставляют предпочесть первый вариант.

Породы сопчинской свиты отличаются или высокой кремнеземистостью (кластер I), или относительно повышенной глинистостью

Таблица 2

Химический состав отложений O<sub>2</sub>-O<sub>3</sub>, мас. %

Компоненты, модули	Хенгурская свита			Тальбойтывисская свита				Сопчинская свита					
	IIIв	СЗ	240/145	II	С4	231/122	С7	I	IVa	IVб	Vб	230/77	232/627
SiO <sub>2</sub>	69.81	52.16	75.86	62.96	83.56	58.73	46.76	85.49	50.90	62.79	21.87	72.36	77.08
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.50	0.58	0.39	0.34	0.51	0.42	0.22	0.73	0.81	0.26	0.57	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.56	7.02	10.79	5.53	4.27	10.21	6.51	5.62	12.26	16.23	2.94	8.98	12.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.81	0.77	1.18	0.59	1.47	1.49	0.88	0.43	1.40	1.55	0.69	0.64	1.16
FeO	4.27	3.22	2.99	2.72	3.56	3.92	2.82	2.01	1.94	3.00	1.67	2.41	0.47
MnO	0.14	0.29	0.14	0.31	0.04	0.21	0.18	0.05	0.10	0.06	0.15	0.10	0.01
MgO	2.64	2.04	2.28	1.15	1.74	2.69	1.92	1.43	2.22	3.87	2.73	3.06	0.99
CaO	1.17	15.90	0.58	12.77	1.01	9.24	19.64	1.00	12.80	1.21	36.01	2.83	0.17
Na <sub>2</sub> O	1.05	0.66	0.89	1.15	0.14	0.61	0.20	0.31	0.46	0.42	0.17	0.44	0.06
K <sub>2</sub> O	1.84	1.44	1.87	0.69	0.82	1.87	1.19	1.06	3.34	3.65	0.65	2.05	3.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.06	0.11	0.10	0.04	0.13	0.06	0.04	0.08	0.08	0.05	0.07	0.07
BaO									0.07				0.03
SrO			0.01	0.07		0.05			0.07				
П. п. п.	4.64	15.42	3.05	11.13	3.01	9.76	18.43	2.21	12.97	6.24	31.88	6.03	3.18
Сумма	99.83	99.48	100.33	99.51	100.0	99.42	99.01	99.87	99.27	99.90	99.06	99.54	99.45
H <sub>2</sub> O	2.99	4.15	0.15	1.57	2.40	0.10	3.97	0.43	1.72	0.44	3.50	0.22	0.09
CO <sub>2</sub>	0.63	12.40	0.15	10.13	1.08	7.51	15.66	0.95	10.11	0.96	29.61	3.53	0.04
S	0.54		0.03	0.37		0.47		0.04	0.99	0.17		0.04	1.97
ГМ	0.27	0.23	0.21	0.15	0.12	0.26	0.23	0.10	0.32	0.34	0.26	0.18	0.19
ТМ	0.07	0.071	0.054	0.07	0.08	0.05	0.065	0.04	0.06	0.05	0.09	0.603	0.021
ЖМ	0.50	0.57	0.38	0.61	1.10	0.52	0.56	0.44	0.28	0.27	0.76	0.33	0.13
НКМ	0.25	0.30	0.26	0.33	0.22	0.24	0.21	0.24	0.31	0.25	0.29	0.28	0.29
ФМ	0.12	0.12	0.09	0.07	0.08	0.14	0.12	0.05	0.11	0.13	0.22	0.08	0.03
ЦМ	0.61	0.46	0.48	1.78	0.17	0.33	0.17	0.32	0.19	0.12	0.27	0.21	0.02
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	2.89	2.10	2.76	1.84	0.96	2.48	1.39	1.37	3.80	4.06	0.82	2.49	3.59
n	4	1	1	2	1	1	1	5	2	2	2	1	1

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты, модули	Сопчинская свита			Смешанные кластеры							
	230/107	ПХ-2	230/49	IIIa	IIIб	IIIв	IIIг	IIIд	IVв	IVг	Va
SiO <sub>2</sub>	6556	60.66	65.88	72.25	72.96	69.81	54.30	68.76	65.31	58.15	43.33
TiO <sub>2</sub>	0.84	1.10	0.12	0.70	0.77	0.82	0.61	0.78	1.03	0.82	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.47	15.98	1.84	11.26	10.84	11.56	9.35	13.12	13.49	12.13	2.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.96	2.39	0.81	1.34	1.40	1.81	1.00	1.47	1.63	1.66	0.62
FeO	2.18	4.74	0.25	2.52	3.02	4.27	3.71	3.52	3.19	3.88	1.25
MnO	0.13	0.06	0.26	0.07	0.05	0.14	0.21	0.05	0.11	0.17	0.26
MgO	3.42	5.02	0.36	2.46	2.34	2.64	2.62	2.91	3.12	3.05	0.99
CaO	3.24	0.48	16.27	1.55	0.82	1.17	12.60	1.04	2.31	6.95	26.43
Na <sub>2</sub> O	0.33	0.72	0.24	0.81	1.11	1.05	0.49	0.96	0.73	1.13	0.70
K <sub>2</sub> O	3.13	3.46	0.32	2.44	2.11	1.84	1.43	2.65	3.02	2.32	0.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.03	0.08	0.08	0.09	0.08	0.12	0.11	0.11	0.06
BaO	0.07		0.09	0.06				0.03	0.08	0.66	0.07
SrO					0.02			0.01			
П. п. н.	7.18		13.50	4.38	4.55	4.64	13.39	4.59	6.05	9.07	22.97
Сумма	99.59	100.26	99.97	99.86	100.05	99.83	99.76	99.98	98.11	99.74	100.22
H <sub>2</sub> O	0.14	4.72	0.07	2.25	3.04	2.99	3.67	1.87	2.60	3.56	1.63
CO <sub>2</sub>	4.03	6.70	13.25	0.78	0.35	0.63	9.96	0.80	1.79	5.63	21.19
S	0.04	C <sub>опт</sub> -0.13	0.13	0.22	0.56	0.54	0.38	0.13	0.15	0.35	0.15
								C <sub>опт</sub> -0.18			
ГМ	0.25	0.40	0.05	0.22	0.22	0.27	0.27	0.28	0.30	0.32	0.12
ТМ	0.067	0.069	0.065	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.09
ЖМ	0.25	0.42	0.67	0.33	0.39	0.50	0.49	0.36	0.37	0.44	0.69
HKM	0.28	0.26	0.30	0.29	0.30	0.25	0.21	0.27	0.28	0.28	0.34
ФМ	0.10	0.20	0.02	0.09	0.09	0.12	0.14	0.11	0.12	0.15	0.07
ЦМ	0.11	0.21	0.75	0.35	0.55	0.61	0.32	0.37	0.32	0.48	1.72
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3.46	4.18	0.56	3.24	3.22	2.89	1.91	3.16	3.76	3.45	1.07
n	1	1	1	5	4	4	2	4	3	2	2

(кластер IVб), отвечающей уже не силитам, а гипосиаллитам. Что касается карбонатсодержащих и карбонатных пород, широко представленных в сопчинской свите, то их титанистость определенно зависит от состава некарбонатной примеси. Если последняя существенно обломочная (кластер Vб), то титанистость повышена, а если глинистая (кластер IVа), то понижена до значений ТМ, свойственных нормальным глинам. Настоящие глинистые сланцы-сиаллиты здесь встречаются относительно редко и отличаются невысокими содержаниями глинозема (проба ПХ-2). Очевидно, что в составе глинистого вещества наряду с серицитом большую роль играет хлорит (заметные содержания FeO и MgO).

Для верхов сопчинской свиты характерна ритмичность с чередованием довольно мощных слоев массивных известняков с более тонкими прослоями слабоуглеродистых сланцев (иногда с обломками известняка), кремне-рых известняков и зеленовато-серых серицитовых алевросланцев. Тот факт, что в районе Амдермы достоверно установлены проявления вулканизма в ордовике, делает правомерным вопрос: не являются ли прослойки зеленовато-серых алевросланцев туфами или туффитами? Однако, как видно из табл. 2, все эти породы, формально квалифицируемые как нормо-, миосилиты и гипосиаллиты, имеют низкие содержания щелочей в пределах 2.5—4.2 % и невысокие величины НКМ и ФМ, нормальные для обычных силитов и сиаллитов, при очень низких содержаниях Na<sub>2</sub>O; последнее позволяет исключить плагиоклаз из числа породообразующих минералов. Рентгеновские анализы этих пород выявляют неизменное присутствие кварца, гидрослюда, хлорита и полевого шпата (рефлекс 3.18 Å). Таким образом, отсутствие ясных петрохимических признаков не позволяет нам квалифицировать эти породы как вулканогенно-осадочные. Как мы увидим далее, нет таких признаков и в отношении элементов-примесей.

Что касается смешанных кластеров (однотипные породы, присутствующие в разных свитах), то они представляют составы миосилитов-алевролитов, гипосиаллитов—алевроглинистых сланцев и тех же пород с примесью до 50 % карбонатного вещества.

Как валовые, так и фазовые карбонатные анализы показывают, что карбонатное вещество всей толщи O<sub>2</sub>—O<sub>3</sub> практически нацело кальцитовое с весьма убогими примесями MgO и FeO. Только в тальбейтывисской свите иногда встречаются конкрециодные алевромергели с анкеритом, описанные в свое время В. И. Силаевым [83]; такие составы выделяются повышенными значениями параметра ЖМ. Для всего ордовикского разреза характерно присутствие пирита в количестве 0.5—1.0 %, но некоторые прослойки слабоуглеродистых сланцев в сопчинской свите (обр. 332/627) пиритизированы сильнее (до 4 % пирита). Наиболее мощной пиритизацией выделяется пачка темных фтанитоподобных алевросланцев мощностью до 50 м, залегающих в средней части разреза хенгурской свиты. К сожалению, анализами этих пород мы не располагаем.

Статистическая обработка карбонатных анализов (табл. 3, рис. 6, 7) позволяет среди отложений O<sub>2</sub>—O<sub>3</sub> выделить 23 средних состава и 19 индивидуальных.

В хенгурской свите на основании 7 анализов выделяются два средних состава (кластеры I и II) и три индивидуальных, представляющих

Таблица 3

Фазовый химический состав отложений палиноровой формации (O<sub>2</sub>—O<sub>3</sub>), мас. %

Компоненты, показатели	Хенгурская свита					Тальбейтывисская свита								
	I	II	232/134	TP6/216	240/144	III	IV	V	VI	VII	VIII	ПХ-7	Хэ-8В	ПХ 12 502
Н. о.	44.49	53.02	19.02	53.33	92.70	16.53	13.35	48.94	59.11	59.75	70.14	70.14	88.62	4.71
CO <sub>2</sub>	24.08	20.01	33.66	18.57	1.19	36.43	37.73	21.74	16.06	17.31	12.00	11.26	1.76	41.84
CaO	29.43	22.07	41.61	18.20	0.48	45.52	46.74	26.52	19.81	20.70	13.51	13.94	0.90	50.82
MgO	0.37	2.00	0.94	2.66	0.57	0.76	1.38	0.39	0.66	0.46	0.58	0.35	1.07	2.05
MnO	0.30	0.13	1.06	0.11	0.05	0.04	0.04	0.17	0.14	0.45	0.24	0.15	0.02	0.02
FeO	0.56	2.51	1.39	4.64	0.76	0.58	0.55	0.66	0.72	0.81	0.84	1.03	0.83	0.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.47	0.10	0.24	0.37	0.38	0.07	0.18	0.13	0.08	0.18	0.62		1.15	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.17		0.12		0.05	0.05	0.06		0.09	0.07		0.07	0.03
Сумма	99.52	100.0*	97.92	100.0*	96.13	100.0*	100.0*	98.50	96.57	99.74	97.98	96.94	94.98	100.0*
M	1.41	7.44	2.09	10.39	30.65	1.62	2.81	1.38	3.13	2.08	3.79	2.26	37.94	3.85
F	3.00	9.87	5.44	18.55	43.55	1.34	1.20	2.96	4.01	5.68	7.09	7.63	30.14	0.79
n	2	2	1	1	1	3	2	2	2	6	2	1	1	1

Компоненты, показатели	Тальбейтывисская свита							Сопчинская свита						
	235/174	ПХ1 2/419	235/177	ТВ2/29	ТВ2/44	Х13/457	ТВ2/41	ТВ2/26	231/124	IX	X	XI	XII	XIII
Н. о.	16.54	27.79	30.62	40.40	42.78	63.10	75.45	88.01	91.54	6.05	28.25	41.14	56.94	38.81
CO <sub>2</sub>	35.64	32.52	30.32	26.11	24.33	15.73	10.78	5.24	1.58	40.90	31.04	25.37	18.30	26.06
CaO	44.72	30.69	24.21	31.67	28.81	18.91	11.76	4.59	1.79	50.81	38.67	31.40	22.71	31.63
MgO	0.91	7.40	10.10	—	2.46	0.84	0.73	0.61	0.49	0.17	0.43	0.80	0.30	0.97
MnO	0.35	0.02	0.18	0.78	0.58	0.04	0.22	0.12	0.04	0.19	0.31	0.20	0.43	0.41
FeO	0.70	1.24	2.74	0.86	0.95	0.52	0.95	0.89	0.76	0.30	0.56	0.67	0.46	0.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.29	0.37	0.12	0.02	0.76	—	0.39	0.09	0.05	0.12	0.13	0.19	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.05		0.06	0.07	0.10	0.11	0.15		0.04	0.05			0.05
Сумма	98.94	100.0*	98.54	100.0*	100.0*	100.0*	100.0*	100.0*	96.29	98.52	99.38	99.70	99.32	98.91
M	1.95	18.81	27.13	—	7.50	4.14	5.34	9.82	15.91	0.34	1.10	2.43	1.24	2.88
F	2.25	3.20	7.84	4.92	4.66	2.76	8.57	16.26	25.97	0.97	2.23	2.64	3.70	3.68
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1	3	41	7	3	8

Таблица 3 (продолжение)

Компоненты, показатели	Сопчинская свита													
	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	332/626	230/111	230/61	230/99к	230/29	230/16
Н. о.	42.83	52.16	75.63	70.39	93.45	94.69	88.59	93.69	11.10	46.02	55.76	61.04	61.52	92.40
CO <sub>2</sub>	24.41	19.90	10.31	9.81	2.00	1.34	2.27	0.89	39.27	23.61	18.39	16.72	16.54	0.51
CaO	29.76	23.71	12.40	10.47	2.44	1.25	1.95	0.62	48.75	26.26	21.71	21.27	20.50	0.48
MgO	1.19	1.08	0.30	1.34	0.26	0.52	0.95	0.79	0.73	2.39	1.45	0.02	0.20	0.51
MnO	0.17	0.23	0.16	0.13	0.07	0.07	0.09	0.03	0.23	0.15	0.27	0.13	0.40	0.01
FeO	0.79	0.88	1.01	1.41	0.79	0.79	0.75	0.54	0.28	0.57	0.72	0.52	0.66	0.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.26	0.23	0.64	0.24	0.21	0.54	0.53	0.0	0.41	0.27	0.16	0.28	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0.06	—	0.12	—	—	0.14	0.15	0.04	—	—	—	—	—
Сумма	99.34	98.23	100.02	94.29	99.24	98.86	95.18	97.14	100.40	99.41	98.57	99.86	100.10	94.96
M	3.70	4.18	2.01	10.37	7.68	19.06	25.79	39.78	1.46	8.14	6.00	0.09	0.92	28.33
F	2.91	4.33	8.75	11.87	23.99	32.38	22.19	27.63	1.02	2.45	4.10	2.96	4.87	45.00
n	2	8	2	2	2	2	3	3	1	1	1	1	1	1

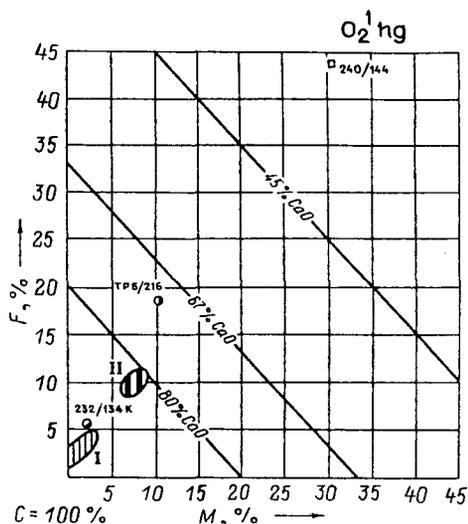


Рис. 6. Фазовый состав отложений хенгурской свиты.

породы из разреза на побережье (232, 240) и по р. Тарипатяха (материалы Э. С. Щербакова). Карбонатное вещество кл. I и II отвечает Са-классу, а сами породы — алевромергелям. Заметное растворение  $MgO$  и  $FeO$  в породах кл. II указывает на присутствие аутигенного шамозита.

Конкреционная порода (обр. 232/134к) выделяется накоплением марганца, почти бескарбонатный обр. 240/144 является кварцевым алевритом.

В тальбейтывисской свите на основании 29 анализов выделяются 8 средних и 10 индивидуальных составов. Из них породы кластеров III—VIII, средний состав, представленный сборной пробой ПХ-7, и 6 индивидуальных составов попадают в узкие пределы Са-класса, лишь незначительно различаясь между собою по содержаниям  $MgO$  и  $FeO$ . За пределами этого класса оказывается средний состав сб. пр. Хэ-9В и 5 индивидуальных, где повышенная доля в  $HCl$ -вытяжке  $MgO$  и  $FeO$  указывает на заметное содержание аутигенных силикатов. Из средних составов обращает на себя внимание кл. VII с повышенным содержанием  $MnO$  0.45 %. В основном это породы по руч. Тальбейтывис (6 анализов) и пр. 231/125 из разреза на побережье, в которой содержание  $MnO$  достигает 0.64 %. Из индивидуальных составов, выходящих за пределы кластеров, повышенными содержаниями  $MnO$  выделяются пр. ТВ2/29 и 44, совсем разные по магниальности. Можно думать поэтому, что содержания  $MnO$  с содержаниями  $MgO$  не коррелируются. Отметим два магниальных состава (пр. 12/419, 235/177) с повышенными содержаниями  $FeO$ ; они попадают в пределы Са—Mg и Mg—Са-классов на треугольнике FSM и, очевидно, отвечают анкеритовым мергелям.

Как хорошо видно на рис. 6 и 7, нарастание содержания  $n. o.$  в породах сопровождается и нарастанием содержания  $FeO$  в  $HCl$ -вытяжке. Кроме того, наименее карбонатные составы (сб. пр. Хэ-8В, составленная из 20

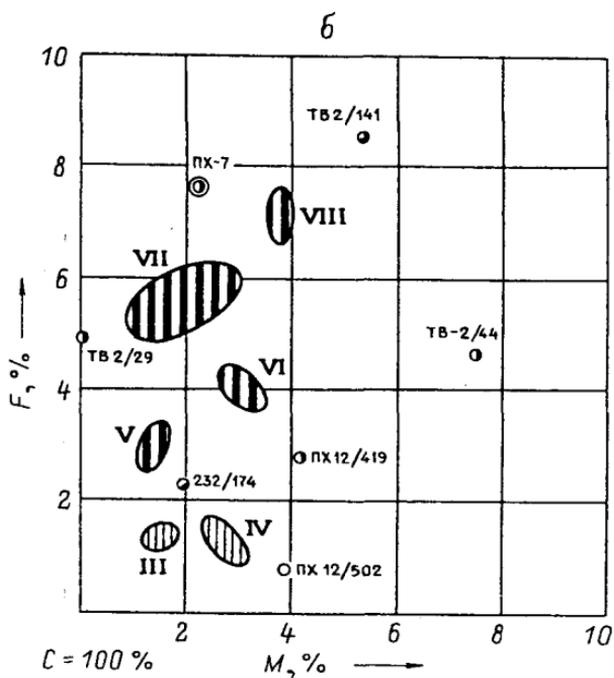
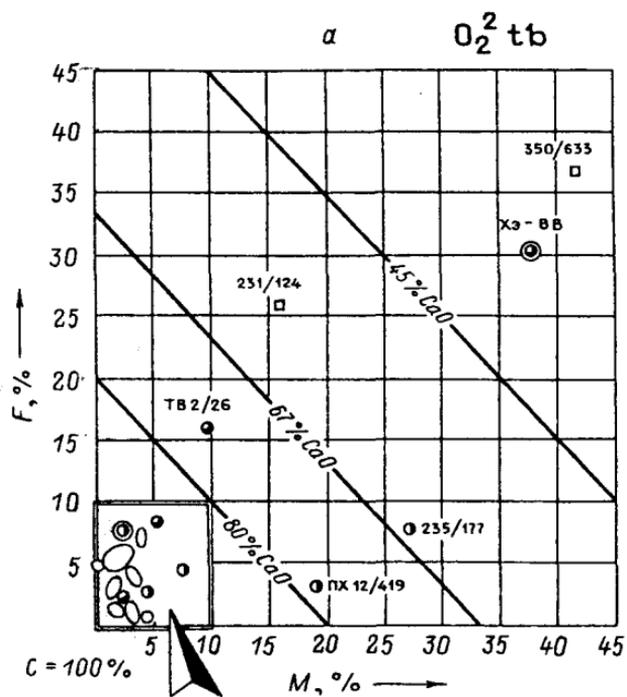


Рис. 7. Фазовый состав отложений тальбейтывисской свиты (а) и его детализация (б).

проб глинистых сланцев из разреза по р. Сопчаю) отличаются и наибольшей магнезиальностью, что можно объяснить растворением аутигенного шамозита, в котором кроме FeO несомненно содержится и MgO.

В сопчинской свите на основании 92 анализов выделяются 13 средних и 6 индивидуальных составов. Средние составы кластеров IX—XV и 4 индивидуальных попадают в узкие пределы Са-класса (не более 5 % MgO и FeO + MnO), причем наиболее чистые породы — наименее магнезиальные. Породы кластера XVI отвечают Mg—Са классу, XVII—XVIII — Са—Mg классу, а породы кл. XIX—XXI — Са-Fe-Mg-классу. Как и в тальбейтвиисской свите, убывание карбонатности сопровождается нарастанием доли FeO и MgO в HCl-вытяжке (рис. 8).

Если теперь наложить друг на друга выстроенные в одном масштабе графики фазового состава пород  $O_2—O_3$ , то мы увидим значительную близость или даже полное перекрытие составов, отвечающих кластерам I (хенгурский), III—VIII, ПХ-7 (тальбейтвиисские), IX—XV (сопчинские). Все они отвечают известнякам и мергелям Са-класса с ничтожной магнезиальностью и железистостью. Кроме того, очень близки составы более железистых пород кл. II (хенгурский) и XVII (сопчинский) и относительно высокомагнезиальных Хэ-8В (тальбейтвиисский), а также кл. XXI (сопчинский). И только в относительно малокарбонатных сопчинских породах, отвечающих различным глинистым или кремнисто-глинистым сланцам кластеров XVI, XVIII—XX, можно видеть специфику: в нижележащих толщах таких пород нет (или почти нет).

Геохимическое поле элементов-примесей<sup>5</sup> всего карбонатно-терригенного разреза  $O_2—O_3$  спокойное, хотя и дифференцированное по типам пород (табл. 4).

Средние содержания органического углерода ( $C_{орг}$ ) не достигают нижней границы «черных сланцев», принятой нами для метаморфизованных осадочных пород, — 1 % [124]. Исключение составляют сопчинские низкоуглеродистые алевроглинистые сланцы — 1.22 %  $C_{орг}$ . Однако в темной пачке хенгурской свиты есть породы, содержащие 2.42 %  $C_{орг}$  (пр. 2657). Еще выше содержания  $C_{орг}$ , отмеченные в тальбейтвиисской свите: 2.26—3.18 % (пр. 2644 и 2646). Эти данные свидетельствуют о том, что хотя ордовикскую толщу в целом и нельзя квалифицировать как черносланцевую, в отдельных интервалах она безусловно содержит настоящие черные сланцы. В совокупности два признака: неясно выраженная, как бы зачаточная, кремнистость (ибо кварцевый материал все же в основном алевритовый — терригенный, а не аутигенный) и столь же «зачаточная» углеродистость с эпизодической пиритизацией — позволяют рассматривать отложения  $O_2—O_3$  на Центральном Пай-Хое как формацию переходного типа от типичной палиноровой ( $O_1$ ) к типичной толеровой (S).

Средние содержания фтора невысокие, на уровне 150—250 г/т, и отчетливо увеличиваются с ростом глинистости пород. Очевидно, носителем фтора являются гидрослюды (а не фосфаты или флюорит). Действи-

<sup>5</sup> Здесь и далее в геохимическом описании отдельных толщ рассматриваются только те из элементов-примесей, для которых мы располагали массовыми количественными определениями.

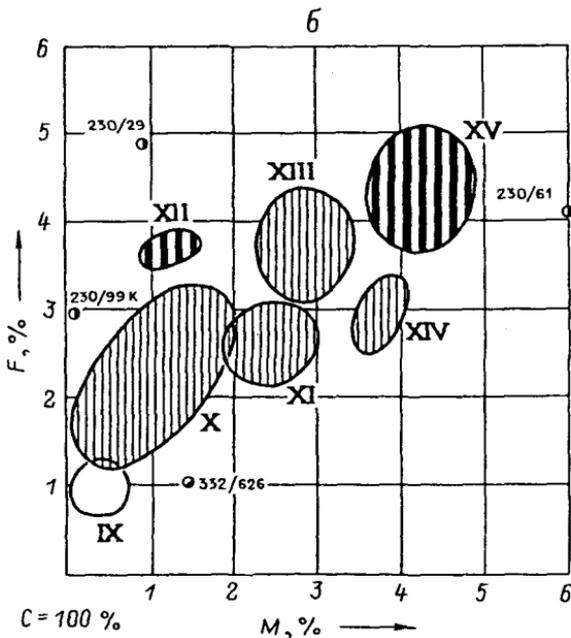
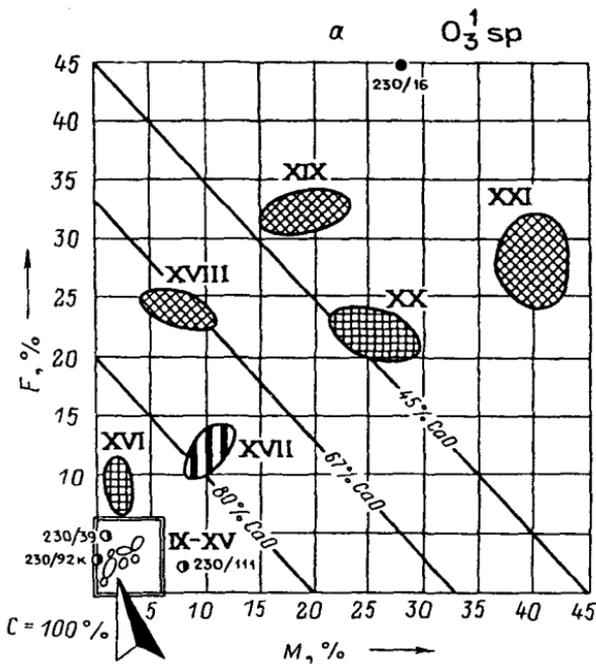


Рис. 8. Фазовый состав отложений сопчинской свиты (а) и его детализация (б).

Таблица 4

Средние содержания элементов-примесей в отложениях  $O_2-O_3$ , г/т

Выборки (сборные пробы)	Число анализов	$C_{орг}$	$P_2O_5$	S	Ba	Sr	F	Sc	As	U	Pb	Rb	Th	Hg	B
		%													
Хенгурская свита $O_2^1 hg$															
глинисто-кремнистые сланцы	2	0.58			165	500	150	1.1	10	0.7	1.7	31	2.8	0.055	110
кремнисто-глинистые сланцы	6	0.86	0.09	0.49	312	234	195	3	12	0.7	4.4	74	4.3	0.093	137
глинистые сланцы	2	0.54	0.12	0.27	385	255	240	2.5	10	0.9	6.3	93	6.1	0.065	170
Тальбейтывисская свита $O_2^2 tb$															
кремнисто-глинистые сланцы	4	0.66	0.10		453	323	250	2.8	10	1.5	3.7	73	4.8	0.078	152
карбонатные породы	5	0.51	Mn —	500	164	816	162	2.0		0.88	3.5	33	3.0	0.067	69
Сопчинская свита $O_3^1 sp$															
глинисто-кремнистые сланцы	1	1.22	0.07		240	270	190	3.0	20	2.3	3.5	38	2.3	0.120	95
кремнисто-глинистые сланцы	2	0.68	0.10	0.07	545	45	550	3	15	3.2	5.4	93	5.4	0.075	195
глинистые сланцы	2	0.79	0.10	0.38	430	385	240	3	15	1.4	2.7	79	4.9	0.100	180
карбонатные породы	5	0.75	Mn —	1400	160	630	165	2		1.3	2.3	26	2.1	0.061	51

Рис. 9. Ритмичность разреза хенгурской свиты. Правый приток руч. Тальбейтывис. Рис. Я. Э. Юдовича в редакции А. А. Беляева.

Строение полного элементарного циклита: А — кремнистый алевролит, Б — известково-кремнистый сланец, В — углеродистый кремнистый сланец.

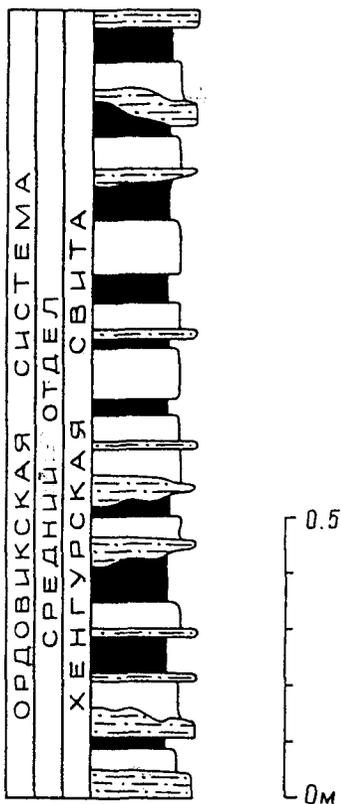
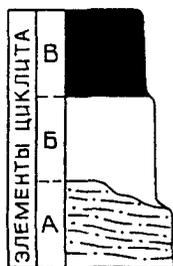
тельно, в серицитовых сланцах сопчинской свиты содержание F достигает 1400 г/т (пр. ПХ-2). Наличие таких пород в сопчинской выборке объясняет и заметно повышенное среднее содержание фтора (550 г/т) — вдвое выше, чем в других выборках.

Аналогично фтору распределены также рубидий, торий, бор, свинец и даже уран и барий: на фоне невысоких, околочларковых содержаний всякое повышение среднего содержания связано с увеличением глинистости. В таких (более глинистых) породах попадаются и небольшие аномалии, например бора, — до 220 г/т, тория — до 7.4 г/т, рубидия — до 100 г/т, бария — до 950 г/т. Распределение ртут и в эту тенденцию не укладывается, отмечается небольшой максимум (0.12 г/т) в сопчинских глинисто-кремнистых сланцах, чему трудно дать ясную интерпретацию.

Характерным элементом, дающим четкие аномалии в толще  $O_2-O_3$ , является стронций. По среднему содержанию выделяются тальбейтывисские карбонаты: 816 г/т на фоне 230—630 г/т для других литостратиграфических единиц. В частных пробах этой свиты содержания стронция доходят до 1100—1400 г/т (пр. 2258, 2267, 2323, 2652). Еще более высокие средние содержания Sr отмечены в тонких слоях мергелей хенгурской свиты: 1200—1500 г/т по двум сборным пробам ПХ-10, ПХ-10А [137, с. 35]. Здесь отдельные частные пробы содержат до 2400 г/т Sr (пр. 2736).

Как видно из рис. 9—11, стронциеносные терригенно-карбонатные или карбонатно-терригенные породы являются членами характерных седиментационных ритмов — трехчленных в хенгурской свите, двух- и трехчленных — в тальбейтывисской и сопчинской свитах.

Эти аномалии Sr относятся нами к так называемым реликтовым; они объясняются частичной консервацией на стадии диагенеза первичного стронциеносного арагонита в карбонатном осадке, быстро экранированном



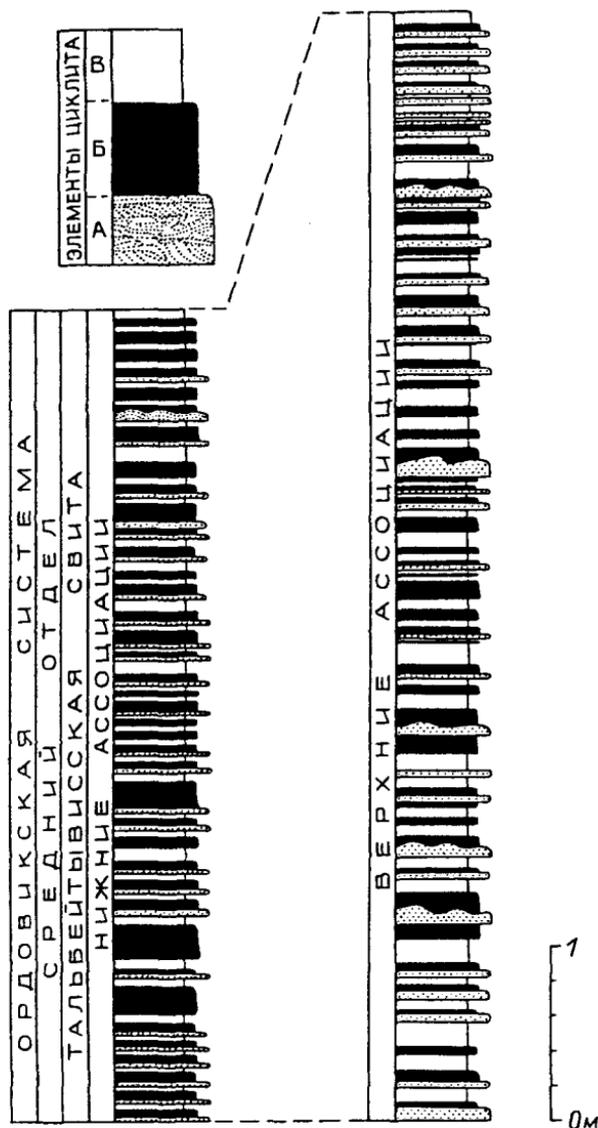


Рис. 10. Ритмично-слоистая парагенетическая ассоциация элементарных циклитов тальбейтывисской свиты  $O_2$  (слева — в нижней, справа — в верхней частях свиты). Руч. Тальбейтывис.

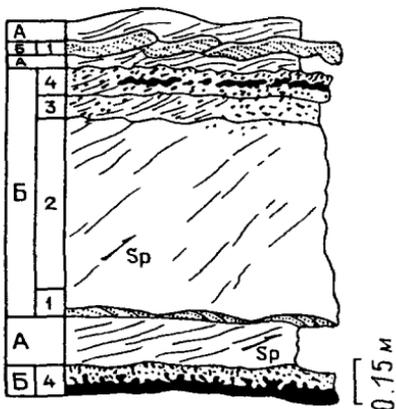
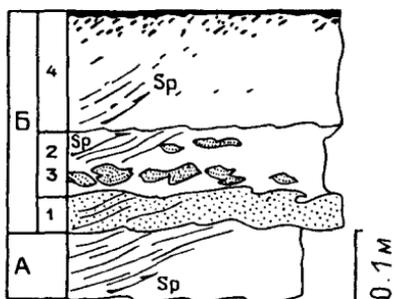
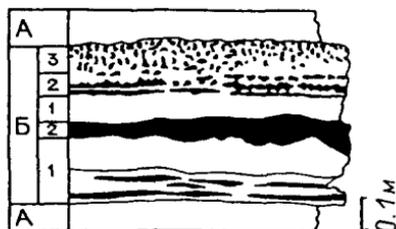
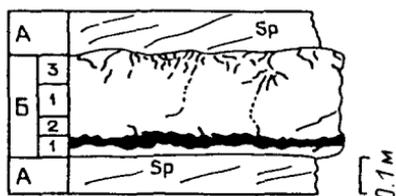
Строение полного элементарного циклита: А — известковый песчаник с различными типами слоистости (косая, параллельная, конволютная, конвективной неустойчивости и др.), Б — слабоуглеродистый известково-сланцевый сланец, В — углеродистый известково-сланцевый сланец.

Рис. 11. Характерные парагенетические ассоциации слюдиисто-известковых сланцев (А) и известняков (Б) верхней части сопчинской свиты  $O_3$ .

Известняковый элемент (Б) обычно включает: 1 — тонкие слои известняковых песчаников в основании слоя, часто косослоистые, окремненные (черное), с погрешными знаками ряби; 2 — массивный тонкозернистый известняк, часто окремненный, иногда с линзами детритового известняка; 3—4 — глинистый или слабоглинистый известняк, интенсивно биотурбированный окремненный, с ходами илододов кремнисто-доломитового состава. В ассоциации хорошо проявлена поздняя сланцеватость (Sp).

от наддонной воды глинистой покрывкой [137]. Однако такой процесс требует высокой скорости седиментации; в противном случае диagenез карбонатного осадка протекает до конца и стронций сбрасывается обратно в наддонную воду. Именно поэтому «реликтовые» аномалии Sr совершенно нехарактерны для конденсированных толщ с очень низкими скоростями седиментации. Смешанный терригенно-карбонатный состав большинства пород  $O_2—O_3$ , в которых карбонатный материал, скорее всего, был занесен в осадок с мелководного шельфа, наличие характерных прослоев псаммо- и алевромергелей с конволютной слоистостью [83], прямо указывающих на мутьевые потоки терригенно-карбонатного состава, в совокупности показывают, что скорость седиментации была высокой и вполне могла обеспечить формирование «реликтовых» аномалий стронция. На фоне быстрой седиментации, очевидно, были эпизоды спокойного (и даже застойного?) режима, которым, по-видимому, и отвечало формирование черносланцевых пачек или отдельных прослоев. Однако в течение  $O_2—O_3$  это были именно эпизоды; своего полного и классического развития такая седиментация (почти с полным отсутствием терригенного материала) достигла в силуре.

Вторым элементом с четкими аномалиями в  $O_2—O_3$  является марганец. До последнего времени считалось, что аномалии карбонатного Mn в



толще  $O_2—O_3$  имеются только в прослоях конкреоидных тальбейтывисских мергелей — до 0.5—0.6 % Mn [116, с. 57]. Однако новые материалы, собранные А. А. Беляевым и Г. Ф. Семеновым в 1987—1989 гг. на Северо-Восточном Пай-Хое, позволяют говорить о марганценосном интервале разреза в верхах сопчинской свиты, где содержания MnO устойчиво удерживаются на уровне 0.40—0.70 %. Этот факт представляет большой интерес; вполне вероятно, что мы имеем дело с надрегиональным геохимическим горизонтом [109], давно установленным на Печорском Урале и, по-видимому, отвечающим эпохе глобальной гумидизации климата в связи с Великой трансгрессией, имевшей место в  $O_2$ . Еще в 1981 г. было предсказано, что именно этот горизонт может оказаться рудоносным [108, с. 189]; впоследствии этот прогноз подтвердился, когда М. А. Шишкин в 1987 г. открыл Пачвожское (Парнокское) месторождение марганцевых руд в толще качамылькской свиты  $O_2—O_3$  на Приполярном Урале.

Таким образом, вполне вероятно, что слабоконтрастный марганценосный интервал сопчинской свиты — это в действительности не что иное, как «пачвожский» геохимический горизонт.

Особую, до сих пор не выясненную проблему представляет вышелекларковая золотоносность отложений  $O_{2-3}$  на Центральном Пай-Хое. Еще в 1976 г. мы составили серию сборных проб (с индексом «ПХ») из коллекции В. И. Силаева. Выполненные Н. Г. Фридендером спектроскопометрические анализы показали, в некоторых пробах явно повышенные содержания золота; например, в сопчинской пр. ПХ-3, составленной из 13 проб, было зафиксировано 95 мг/т Au. В 1979 г. серия сборных проб была нами составлена уже по собственной коллекции (они имеют индекс «ХЭ»). Хотя столь высоких содержаний больше не встретилось, все же характерно, что почти все пробы показали содержания Au на уровне 20—30 мг/т, что в 10—25 раз превосходит кларк Au в осадочных породах. К сожалению, детализации этих данных (с выявлением возможных золотоносных горизонтов?) никем не проводилось, и это можно рассматривать как актуальную задачу будущих геохимических работ на Пай-Хое.

П и р и т, образующий почти мономинеральные микрокристаллические линзочки в отложениях тальбейтывисской свиты и красивые розетки «ежики» в сопчинской свите (обр. ХЭ 5/2573 и ХЭ 18/2596 соответственно), сильно накапливает Pb (200—380 г/т) и показывает присутствие Zn (65—100 г/т), Cu (30—170 г/т), As (220—300 г/т), Ag (0.15—0.30 г/т) и Hg (0.01—0.09 г/т). Это означает, что при содержании пирита в породе на уровне 1 % он уже может стать реальным носителем Pb и As. Вместе с тем эти данные указывают на определенную «свинцовую специализацию» отложений  $O_2—O_3$ .

### **1.3. Нижняя черносланцевая (толерова) силурийско-нижнедевонская формация**

Мощность формации 350 м. Она охватывает оюскую и ливановскую свиты и пользуется широким развитием. Нами эти отложения изучались на руч. Марейшор, Даркарузьшор, Вяяшор. Снизу вверх формация сложена ограниченным набором породных ассоциаций [65].

1. Углисто-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы нижних слоев оюской свиты ..... Около 70 м.
2. Углисто-глинисто-кремнистые и углисто-кремнистые фосфатные сланцы, отвечающие средней части оюской свиты. Содержат 1—3 %  $P_2O_5$ , в отдельных слоях, по А. С. Микляеву (1974 г.), на уровне 5—7,— иногда до 9 % ..... До 150 м
3. Известково-глинисто-кремнистые сланцы и глинистые известняки; слагают верхнюю часть оюской свиты и ливановскую свиту. Для последней характерна пачка «петельчатых» известняков нижнего девона, сохраняющих свой облик на всем Пай-Хое и в Лемвинской зоне Урала ..... 120—150 м

В целом толеровая черносланцевая формация характеризуется высокой кремнистостью, тонкой слоистостью пород, выдержанностью строения пачек на большом протяжении; сравнительно небольшой мощностью при полноте разреза (выделяются все прибалтийские граптолитовые зоны силура), отсутствием бентосной фауны. Все эти признаки свидетельствуют о некомпенсированной седиментации в глубоководных условиях.

Для литохимической характеристики толщи S—D<sub>1</sub> мы располагали 64 силикатными анализами, из которых 8 (наши сборные пробы) уже представляли собой средние составы.<sup>6</sup> Как видно из табл. 5, большинство пород представляет собой черные сланцы (повышенные содержания C<sub>орг</sub> или в ряде случаев дающая представление о содержании ОВ величина шютер при прокаливании — п.п.п.).<sup>7</sup> Вторая типовая особенность этих пород — высокие содержания фосфора. Впрочем, анализы в табл. 5 могут создать ложное впечатление о фосфатности чуть ли не всех пород нижней толеровой формации; однако так получилось просто потому, что большинство анализов, заимствованных нами у А. С. Микляева, характеризуют именно фосфатные породы. По данным аспирантки О. С. Мерц, изучавшей стратотипический разрез формации по р. М. Ою, в выделенных ею группах верхневенлокских «фосфатных гипосилитов» и «фосфатных миосилитов» средние содержания  $P_2O_5$  составляют 3.54 и 2.92 %, но во всех прочих силитах они ниже на 1—2 порядка: 0.08—0.35 % [60, с. 38].

Для нижней толеровой формации весьма характерна высокая кремнистость; ни один из 64 составов не «дотягивает» по величине ГМ даже до гипосилита. Наиболее гидролизатный средний состав (сб. пр. Ка-17А, руч. Марейшор) квалифицируется как нормосилит (ГМ = 0.19), самые многочисленные кластеры Ia, б, в отвечают суперсилитам, а редкий (беститанстый) состав Д1/32 (руч. Даркарузьшор) — гиперсилиту (ГМ = 0.04).

Примечательной особенностью целого ряда силитов является их титанистость. Если в кластерах Ia и IIa величины ТМ (0.046—0.051) отвечают норме для силитов, то в кластерах Ка-1б, 1б,в, IIб,в ТМ заметно повышен, так же как и в ряде отдельных составов. Например, в сб. пр. Ка-1Б ТМ = 0.087, в пр. Л1/45 — 0.086, а в пр. Ка 80/1374 (руч. Марейшор) достигает величины 0.140!

<sup>6</sup> Если состав сборной пробы показан на графике отдельной точкой вне кластеров, то нужно иметь в виду, что это в действительности центр «незримого» кластера, ибо анализ сборной пробы искусственно уничтожает природную дисперсию.

<sup>7</sup> Подробная процедура оценки величины C<sub>орг</sub> по данным силикатного анализа описана в монографии [124, с. 30].

Таблица 5

Химический состав отложений оюской и ливановской свит S—D<sub>1</sub>, мас. %

Компоненты, модули	Средние составы								
	Ia	Iб	Iв	IIa	IIб	IIв	Ka-1Б	Ka-2A	Ka-17A
SiO <sub>2</sub>	79.23	80.22	81.82	69.73	69.92	64.40	62.12	78.41	47.72
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.24	0.29	0.30	0.43	0.48	0.38	0.41	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.38	3.85	3.36	5.95	6.47	7.37	4.39	8.28	6.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.74	1.03	0.62	0.98	1.43	2.30	1.01	0.69	1.97
FeO	1.06	0.80	1.03	1.10	0.75	0.26	0.47	2.46	
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02
MgO	0.63	0.73	0.44	0.95	1.16	1.36	1.09	1.46	2.24
CaO	4.18	3.76	3.38	7.35	4.08	8.73	13.14	1.40	17.52
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.21	0.04	0.27	0.37	0.46	0.13	0.18	0.36
K <sub>2</sub> O	0.95	0.87	0.73	1.13	1.47	1.25	1.69	2.73	1.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.73	2.41	2.66	4.72	2.78	5.48	0.03	0.19	1.75
BaO	0.13	0.12							
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.04						0.012	
F	0.25	0.22	0.05	0.19	0.24	0.56			
SO <sub>3</sub>	0.09	0.37	0.11	0.08		4.46			
П. п. п.	5.52	5.27	5.84	6.89	11.25	5.12	15.29	4.45	18.30
Сумма	99.75	99.70	100.28	99.36	99.84	99.60	99.75	100.71	98.78
H <sub>2</sub> O	1.16	0.99	1.30	0.68	2.95	0.18	2.39	2.63	0.40
CO <sub>2</sub>	0.46	0.59	0.01	0.61	0.12	0.84	9.13	0.76	12.71
S	0.54	0.48		0.52			0.46	0.09	0.30
C <sub>орг</sub>	1.97	2.28					3.82	0.95	
ГМ	0.08	0.07	0.06	0.12	0.12	0.16	0.10	0.15	0.19
ТМ	0.046	0.062	0.085	0.051	0.066	0.065	0.087	0.050	0.041
ЖМ	0.39	0.47	0.44	0.33	0.26	0.34	0.31	0.37	0.28
HKM	0.24	0.28	0.22	0.23	0.29	0.23	0.41	0.35	0.33
ФМ	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06	0.09
ЩМ	0.19	0.27	0.06	0.46	0.27	0.36	0.08	0.07	0.19
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	1.07	1.07	0.77	1.40	1.84	1.71	1.82	2.91	2.22
n	23	13	2	10	2	2	1	1	1

Первое, что напрашивается для объяснения столь высоких значений ТМ — примесь базитовой пирокластикки. Однако в этом случае мы вправе ожидать корреляции ТМ с ЖМ, а также и с ЩМ (ибо базитовый пирокластический материал должен быть существенно натриевым, а не калиевым). Однако такой корреляции не усматривается. Поэтому правдоподобнее связывать повышенную титанистость силурийских силитов с кремневыми пороодообразующими организмами (радиоляриями и кремневыми губками), которые уже при жизни могут формировать раковинки с повышенным ТМ. Это отмечалось еще Е. Крессманом в его сводке [157], а недавно было продемонстрировано нами на примере данных элементного анализа кремнистого вещества планктона, где расчет показал значения ТМ, равные 0.120—0.140 [130, с. 72]. Недавно аспирантка О. С. Мерц выполнила специальное исследование геохимии и минералогии Ti в

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты, модули	Отдельные составы							
	D1-45	D1-62	D1-73A	D1-32	M101-4	M1856/12	Ш3393/7	Ка80/1374
SiO <sub>2</sub>	68.88	83.82	65.86	93.50	71.54	70.78	61.91	72.67
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.36	0.41	—	0.35	0.44	0.56	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.91	3.25	7.62	2.25	4.90	4.32	9.36	3.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	0.46	2.13	1.05	—	0.99	3.75	1.10
FeO	2.30	2.55	2.37	0.68	8.20	7.83	—	0.87
MnO	0.045	0.022	0.105	0.01	0.16	0.05	0.20	0.07
MgO	1.55	0.53	1.62	0.06	1.00	0.81	3.31	0.67
CaO	5.60	2.61	7.72	—	5.40	4.57	2.21	5.58
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.11	0.64	0.02	0.15	0.27	0.57	0.48
K <sub>2</sub> O	1.24	0.96	1.96	0.87	0.90	0.77	2.10	0.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.32	1.64	2.79	0.02	3.55	3.00	0.23	0.37
BaO								
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								
F	0.25	0.147				0.09		
SO <sub>3</sub>						1.24		
П. п. п.	10.51	4.00	6.98	1.39	3.00	4.97	16.23	
Сумма	99.91	100.46	100.21	99.85	99.15	100.13	100.25	
H <sub>2</sub> O	3.21	2.08	3.08	1.06	0.45	0.37		3.86
CO <sub>2</sub>	0.10	0.01	3.22	0.02		0.13		2.94
S					0.03			0.85
C <sub>орг</sub>								5.82
ГМ	0.14	0.08	0.19	0.04	0.19	0.19	0.22	0.08
ТМ	0.086	0.111	0.054	—	0.071	0.102	0.060	0.138
ЖМ	0.48	0.84	0.57	0.77	1.59	1.86	0.38	0.52
НKM	0.22	0.33	0.34	0.40	0.21	0.24	0.29	0.37
ФМ	0.07	0.04	0.09	0.02	0.13	0.14	0.11	0.04
ШМ	0.03	0.11	0.33	0.02	0.17	0.35	0.27	0.59
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	1.28	1.07	2.60	0.89	1.05	1.04	2.67	1.29
n	1	1	1	1	1	1	1	1

черносланцевой толще S—D<sub>1</sub>, изучив и те разрезы, которые нам ранее не удалось посетить [61]. Была установлена значимая позитивная корреляция TiO<sub>2</sub>—SiO<sub>2св</sub> и TiO<sub>2</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. При этом обнаружилось, что линия уравнения регрессии TiO<sub>2</sub> на Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> идет не из нуля: имеется статистически значимый свободный член уравнения, равный ~0.04 % TiO<sub>2</sub>. Этот «нетерригенный» титан можно интерпретировать как Ti<sub>био</sub>, т. е. остаток первично-биогенного титана. Полученный результат может косвенно подкреплять соображения о природе повышенного ТМ в этих слитах. В пользу этого говорят и описанные О. С. Мерц выделения аутигенных минералов титана (лейкоксен и др.), свидетельствующие о значительной подвижности Ti в диагенезе углеродистых осадков. Очевидно, что биогенный Ti<sub>био</sub> должен быть гораздо более подвижен (так как кремневые раковинки интенсивно растворяются), нежели терригенный Ti<sub>тер</sub>. Эти соображения,

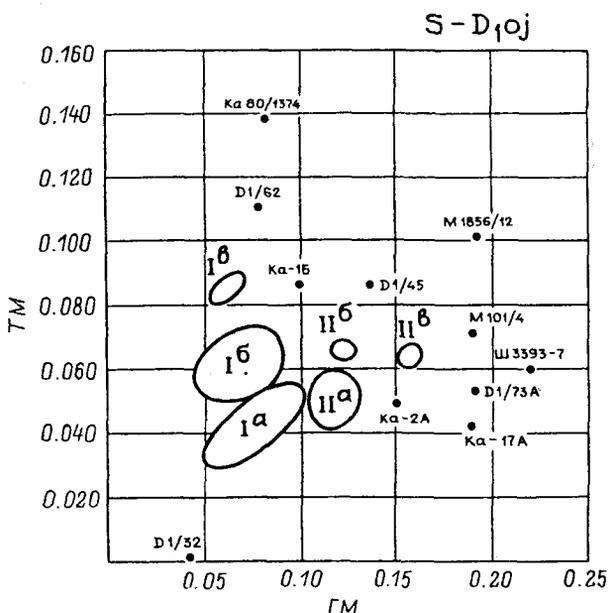


Рис. 12. Модульная диаграмма ГМ—ТМ для отложений оюской свиты.

а также значимая корреляция  $TiO_2-SiO_{2\text{св}}$  подсказывают, что повышенным ТМ должны обладать породы с минимальной терригенной примесью (гипер- и суперсилиты); картина на рис. 12 этому по крайней мере не противоречит. Эта тенденция прослеживается и в карбонатсодержащих породах: более кремнистые из них (сб. пр. Ка-1Б, руч. Выяшор) более титансты, нежели более глинистые (Ка-17А, руч. Марейшор).

Восемь отдельных составов в табл. 5 отличаются от средних составов либо карбонатностью (Д1/73А, Ка80/1374), либо аномально высокими значениями железного модуля (ЖМ) — 0.77—1.86 в четырех пробах. Это соответствует гипержелезистым составам по стандарту для сиаллитов (для силитов подобный стандарт еще не разработан). Аномальные значения ЖМ связаны с одним из двух факторов: а) либо с пиритизацией кремнистой породы, в которой почти нет глинистого вещества — носителя глинозема (примером может служить пр. М1856/12); б) либо с присутствием железистой силикатной примеси — обычно это шамозит (пр. Д1/32, М101/4). Теоретически возможно и влияние Fe-карбоната, но это как будто не согласуется с низкой карбонатностью пород, имеющих аномальный ЖМ. Оба эти фактора характерны для *конкрециидов* — пород с обилием аутигенного пирита и (или) шамозита.

Статистическая обработка 12 карбонатных анализов (табл. 6, рис. 13) позволяет по составу растворимой в HCl фазы выделить в отложениях S—D<sub>1</sub> 6 средних и 2 индивидуальных состава. Последние (из разреза по Марейшору) вследствие крупных дефицитов суммы, очевидно, представ-

ляют собой конкреционные и окисленные (обр. 166/537) породы. Все средние составы, представленные кластерами I, II и сб. пр. Ка-7В, Д, Е, Ж, относятся к Са-классу, но все же различаются по магнизиальности и содержаниям FeO + MnO. При этом можно отметить, что наиболее марганцовистые составы (Ка-7Е, Ж, кл. II) это бесспорно оюские, а наименее марганцовистые — ливановские. Объяснение этому может быть принципиально разным: в терминах либо конкреционного процесса, либо геохимических горизонтов. Первое связывает повышенную марганцовистость оюских карбонатов с их конкреционной природой, ибо большинство маломощных пластообразных карбонатов среди силурийских черных сланцев суть конкрецииды. Уже давно установлено, что при прочих равных условиях все конкреционные карбонаты более марганцовисты, нежели неконкреционные [108, с. 145—146]. Об этом же может свидетельствовать и анализ кл. II с дефицитом суммы ~10 %, указывающим, скорее всего, на присутствие аутигенного шамозита — верного индикатора конкреционной природы этих известняков. В этом смысле ливановские петельчатые известняки, образующие довольно мощные пласты, должны быть менее подвержены конкреционному стягиванию марганца по сравнению с маломощными оюскими.

Толкование в терминах геохимических горизонтов не отрицает «конкреционного фактора», но не считает его главным. Главным считается либо повышенный геохимический фон Mn во всей оюской свите, либо же в ее узких интервалах — собственно геохимических горизонтах. Соответственно допускается, что в ливановской свите таких горизонтов нет. Данные, полученные в последние годы аспиранткой О. С. Мерц, заставляют отдать предпочтение именно этому фактору. Вполне вероятно, что в период накопления углеродистых кремнистых осадков оюской свиты надонные воды были бескислородными или даже периодически серово-

Таблица 6

**Фазовый химический состав отложений нижней толеровой формации S—D<sub>1</sub>, мас. %**

Компоненты, показатели	Средние составы						Отдельные составы	
	I	II	Ка-7В	Ка-7Е	Ка-7Д	Ка-7Ж	166/53 8-1	166/53 7
Н. о.	13.45	33.24	34.48	46.32	49.20	43.60	39.14	60.18
CO <sub>2</sub>	37.23	24.63	28.38	24.00	21.12	23.83	21.91	1.76
CaO	46.06	30.67	34.33	27.75	30.65	26.14	27.21	3.37
MgO	0.36	0.46	0.33	0.98	0.96	1.96	0.41	0.25
MnO	0.10	0.35	0.14	0.51	0.24	0.74	0.04	0.02
FeO	0.29	0.75	0.55	0.72	0.66	1.34	1.88	3.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.01					0.03	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.09	0.08	0.18	0.05	0.04	0.10	0.16
Сумма	97.53	90.19	98.31	100.46	102.88	97.65	90.72	69.19
М	0.79	1.51	0.99	3.27	2.95	6.49	1.39	3.53
F	0.84	3.45	1.95	4.11	2.77	6.89	6.50	48.94
п	3	3	1	1	1	1	1	1

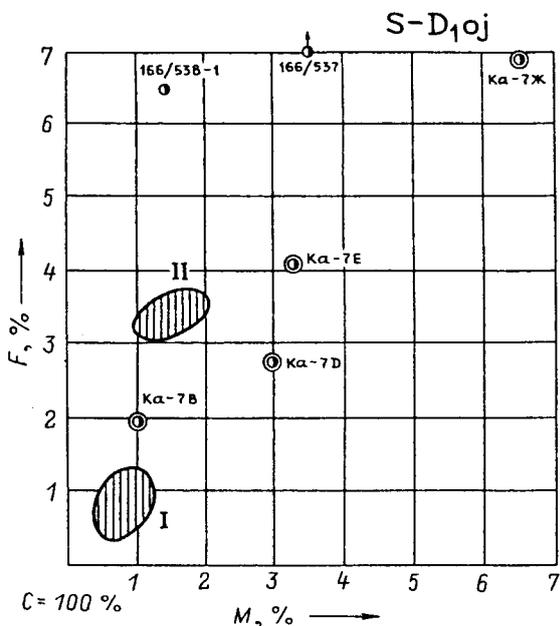


Рис. 13. Фазовый состав отложений оукской свиты.

дородными, что должно было приводить к накоплению в них  $Mn^{2+}$ , который в дальнейшем мог входить в состав конкрецидных карбонатов. Соответственно можно допускать, что стилиолиновые карбонатные осадки ливановской свиты формировались в более аэрированном бассейне.

Геохимическое поле элементов-примесей в нижней толеровой формации отличается прежде всего мощными аномалиями фосфора, достигающими в отдельных горизонтах, по данным А. С. Микляева, 9 %  $P_2O_5$ . Присутствие фосфатов «тянет» за собой аномалии F, U, иногда также Sr. Аномалии других элементов (Mo, V, Se) тяготеют обычно к наиболее углеродистым разновидностям силитов.

Из табл. 7 видно, что в среднем силиты квалифицируются как черные среднеуглеродистые сланцы, т. е. с содержанием  $C_{орг}$  около 3—10 % [108]. Это позволяет сравнивать содержания элементов-примесей с кларками для соответствующих литотипов черных сланцев [128]. Такое сравнение показывает, что содержания P, S, Sr, F, Rb, Th околокларковые и вышекларковые, а Ba, Se, Pb, Hg, B — в основном нижекларковые. Значительно выше кларкового содержание марганца в карбонатах и околокларковое — стронция. Замечательно, что наиболее кремнистые породы богаче органическим веществом и фосфором (соответственно и связанными с ними элементами-примесями), нежели породы с большей примесью глинистого вещества.

Наиболее сильная аномалия серы (2.76 %) установлена в пробе черного сланца Ka80/1378 с мощной пиритизацией (руч. Марейшор). Другая сильная аномалия (1.42 %) — в пр. Ka13/107a с руч. Нядормашор

Средние содержания элементов-примесей в отложениях S—D<sub>1</sub>, г/т

Выборки	n	C <sub>орг</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Sr	F	Sc	As	U	Pb	Rb	Th	Hg	B
		%													
Фтаниты и кремнистые сланцы: сборные пробы	3	5.70	1.57	0.47	200	100	1070	4	15	7.0	2.0	39	2.7	0.074	48
	аномальные пробы	5	7.50	2.35	0.25	530	170	1500	4	10	5.5	3.0	45	4.5	
Глинисто- кремнистые сланцы: сборные пробы	3	4.04	0.20	0.30	300	100	670	3		4.4	1.0	73	4.7	0.086	111
	аномальная проба	1	6.34			60		7	10	16	1.0	28	1.6		50
Карбонатные породы: сборные пробы	6	0.62	0.08		Mn — 1500	400	200	2.3		3.0		15	1.8	0.032	16

(левый приток р. Кары). Это низкоуглеродистый (C<sub>орг</sub> 1.43 %) глинисто-кремнистый сланец с пиритом из пачки переслаивания с окремнелыми известняками.

Самые мощные аномалии бария (9000—27000 г/т) обнаружены в средней части разреза на руч. Марейшор, в пачке чередования звонких крупноплитчатых кремнистых сланцев с черными слоистыми известняками, образующими прослой мощностью до 0.5 м. Вдоль по ручью эта пачка обнажается на протяжении 330 м, но с учетом очень пологого залегания слоев мощность бариеносного интервала не превышает 30 м. Характерно, что Ba-аномалии фиксируются только в силитах, но не в карбонатолитах. В последние годы О. С. Мерц более детально изучила геохимию нижней толеровой формации. Ей удалось выявить еще один бариеносный интервал, расположенный в самом основании толщи, на границе ее с ордовикской палиноровой формацией. Содержания BaO (в форме барита) достигают здесь 6 %.

Максимальные содержания стронция в силитах не превосходят 550 г/т на фоне 100—150 г/т. Аномалия зафиксирована в черном карбонатно-глинисто-кремнистом сланце (C<sub>орг</sub> 8.16 %), обогащенном фосфатом (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 4.2 %), в пр. Каб/26 на правом берегу руч. Выяшор. Эти слои, вероятно, относятся к ливановской свите D<sub>1</sub>lv. Очевидно, что здесь главным носителем стронция является фосфат. В карбонатных породах оюской и ливановской свит наивысшее среднее содержание Sr (680 г/т) отмечено в сборной пр. Ка13Ш, составленной из трех проб черных известняков (C<sub>орг</sub> 1.6 %). Судя по заметному количеству Rb (48 г/т), эти породы содержат глинистую примесь. Поэтому повышенное среднее содержание Sr можно отнести к типу «реликтовых аномалий» [137].

Аномальное содержание фтора (1705 г/т) найдено в сборной пр. Ка-17Б, составленной из 6 проб фосфатоносных черных сланцев ( $C_{\text{орг}}$  5.11 %) на руч. Марейшор. Очевидно, что носителем F здесь является фтор-апатит. Однако заметные концентрации F (до 290 г/т) отмечены и в карбонатах, содержащих всего 0.04—0.18 %  $P_2O_5$ . Очевидно, что в таких породах носителем фтора должен быть либо аксессуарный флюорит, либо ОВ, либо карбонат [126].

Уран, как и фосфор, относится к характерным элементам оюской свиты. Хотя средние содержания U в силитах не превышают 4 г/т, аномалии достигают 12 г/т (пр. Ка80/1374 — черный карбонатный конкреоид с обильным пиритом, руч. Марейшор) и 16 г/т (пр. Ка6/51 — черный глинисто-кремнистый сланец,  $C_{\text{орг}}$  6.34 %). Носителем урана может быть и фосфатное, и органическое вещество.

Мощная аномалия мышьяка (100 г/т) отмечена в пр. Ка6/102, представляющей собой черный кремнистый сланец с обильными линзовидными скоплениями светлых сульфидов, которые концентрируются также в более поздних послонных прожилках с кварцем и изумрудно-зелеными (ванадиевыми?) охрами. В этой породе аномальны также содержания P, Cu и Ni. Эти данные указывают на эпигенетическую природу сульфидов и позволяют допускать среди них присутствие таких концентраторов мышьяка, как арсенопирит и (или) никелин. К сожалению, более детальными минералогическими данными мы не располагаем (впрочем, бедность мышьяком выделенных монофракций пирита подсказывает, что никелин — более вероятен в качестве концентратора мышьяка, нежели арсенопирит).

Кроме элементов-примесей, средние содержания которых приведены в табл. 7, для оюской свиты характерны также геохимические аномалии Mo, V, Ni и Ag, которые обычно связаны с наиболее «углистыми» разновидностями черных сланцев, часто (но не всегда) обогащенных также фосфатом и пиритом. По данным О. С. Мерц, для литотипов стратотипического разреза оюской свиты средние содержания  $V_2O_5$ , Mo и Ni составляют 0.096—0.188 %, 10—35 г/т и 40—70 г/т соответственно при аномалиях, достигающих 1566 г/т (V), 35 г/т (Mo) и 90 г/т (Ni). В этом разрезе содержания Ag в силитах не превосходят 0.2 г/т. Однако по данным полуколичественных спектральных анализов А. А. Беляева из разреза мыса Ливанова (верхи оюской свиты: пробы карбонатно-пиритовых конкреций 166/538-1, 166/537, 539, 540) содержания Ag достигают 7.5 г/т, причем Ag сопровождается мощными аномалиями Zn — до 0.18 %. Эта сульфидная (сингенетическая?) минерализация, специфичная именно для данного разреза, представляется очень интересной.

Четыре монофракции пиритов из разрезов по ручьям Выяшор (обр. Ка13/102) и Марейшор (обр. Ка80/1385, 1508, 1593) показали содержания, г/т: Ti (80—600), Ni (80—300), Cu (200—300), As (100—200), Ag (0.9—2.0). Особенно примечательны накопления никеля и меди, означающие, по-видимому, присутствие их собственных минералов. Кроме того, симптоматично и присутствие заметных концентраций серебра. Дело в том, что мощные аномалии Ag известны не только в оюской свите Пай-Хоя, но и в ее гомологе на Полярном Урале — харотской свите.

#### 1.4. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация

Мощность формации 500—600 м, она пользуется широким распространением, охватывая отложения падейской свиты.<sup>8</sup> Выделяются два типа разреза, градации: песчаниково-сланцевая марейшорская и сланцево-песчаниковая амдерминская.

Отличительной чертой марейшорской градации являются заметная кремнистость состава сланцев, часто с остатками радиолярий, а также присутствие баритовых, пиритовых и кремнисто-олигонитовых конкреций. Меньшую роль здесь играют песчаники, микрокристаллические и органогенно-обломочные известняки.

В амдерминской градации, особенно в ее нижней части, доминируют песчаники. Меньшую роль играют глинистые сланцы, карбонатно-глинистые конкреции и органогенно-обломочные известняки. Кремнистые сланцы имеются только в самых низах толщи. Предполагается, что осадки кремнисто-терригенной формации образовались в сравнительно глубоководных условиях из гравитационных потоков, заносивших обломочный материал к основанию шельфа и формировавших характерные долиново-верные системы. Амдерминская градация, по-видимому, отвечает внутренней части этих систем (приближенной к источнику сноса), а марейшорская — внешней. Питающая суша, по-видимому, располагалась как к западу (Большеземельская), так и к северу (Баренцкая) от современного Пай-Хоя [65].

Для литохимической характеристики падейской толщи мы располагали 65 силикатными анализами, из которых 16 (наши сборные пробы) уже представляли собой средние составы. В табл. 8 и на рис. 14 дано 12 средних состава и 53 индивидуальных. Достаточно даже беглого взгляда на рис. 14, чтобы получить представление о чрезвычайно дифференцированном геохимическом поле падейской свиты, отличающейся обилием мощных аномалий. Особенно замечательными являются составы большинства падейских конкреций и конкреоидов.

Средний состав глинистых сланцев представляют кластеры I и II — соответственно нормо- и гипосиллитов. По двум определениям, содержание  $\text{SiO}_2$  св в кл. I при валовых содержаниях  $\text{SiO}_2$  55—59 % составляет 24—34 %, что дает значение индекса FSI 0.44—0.58. В кл. II по одному определению этот индекс выше — 0.68. Это кремнистое вещество преимущественно аутигенное, а не терригенное. Характерной особенностью сланцев являются мощные аномалии по барию и сере, обусловленные присутствием барита.

Средний состав кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых сланцев представляют кластеры III, IV, V с нарастающей кремнистостью — от миосилитов (ГМ 0.24) до нормосилитов (ГМ 0.17—0.12). В кл. III по двум определениям FSI = 0.78—0.79, в кл. V также по двум определениям FSI заметно выше — 0.81—0.84. Таким образом, в этих породах свободный кремнезем (преимущественно аутигенный) доминирует над силикатным.

<sup>8</sup> Верх падейской свиты имеют, как показали последние исследования, раннефранский возраст.

Таблица 8

Химический состав отложений падейской свиты D<sub>2</sub>, мас. %

Компоненты, модули	Средние составы							
	Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы					Песчаники		
	I	II	III	IV	V	Ка-13Г	Ка-21А	Ка-21Б
SiO <sub>2</sub>	59.63	65.82	72.41	77.51	80.52	73.97	71.83	81.39
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.73	0.68	0.44	0.46	0.21	0.57	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.98	14.39	11.12	8.37	6.68	2.53	12.51	6.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.97	2.13	1.47	2.37	0.84	1.59	1.06	0.69
FeO	3.79	3.12	4.23	2.56	1.70	4.90	2.88	3.17
MnO	0.06	0.11	0.19	0.09	0.04	1.14	0.08	0.09
MgO	2.87	2.49	2.04	1.34	1.10	2.81	1.35	1.45
CaO	1.32	1.20	0.67	0.61	0.63	4.83	0.81	1.49
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.54	0.27	0.09	0.16	0.09	0.38	0.34
K <sub>2</sub> O	4.78	3.67	2.55	2.26	2.17	0.27	2.72	1.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.12	0.08	0.12	0.17	0.15	0.08	0.09
BaO	0.73	1.01		0.01		0.32		
SO <sub>3</sub>		1.19						
П. п. п.	5.28	4.59	3.95	5.03	3.73	2.59	4.40	2.79
Сумма	98.68	98.84	97.27	98.78	95.72	95.40	98.67	99.34
H <sub>2</sub> O	3.26	1.33	2.96	2.50	3.45	0.01	0.33	0.11
CO <sub>2</sub>	0.95	0.85	0.60	0.21	0.25	3.63	0.75	1.43
S	0.26	0.31	0.15	0.38	0.38	0.87	0.20	0.17
C <sub>орг</sub>	0.32	0.26	0.21	1.47	2.65	0.70		
ГМ	0.41	0.31	0.24	0.17	0.12	0.14	0.24	0.13
ТМ	0.04	0.051	0.062	0.053	0.039	0.083	0.046	0.047
ЖМ	0.32	0.35	0.52	0.46	0.36	2.78	0.31	0.59
НКМ	0.29	0.29	0.25	0.28	0.35	0.14	0.25	0.23
ФМ	0.14	0.12	0.11	0.07	0.05	0.13	0.07	0.07
ЦМ	0.11	0.17	0.11	0.04	0.08	0.33	0.14	0.30
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	5.26	4.21	2.82	2.35	2.33	0.36	3.10	1.49
n	9	6	5	5	3	1	1	1

Таблица 8 (продолжение)

Компоненты, модули	Средние составы				Индивидуальные составы				
	Конкреции и конкреиды				Глинистые сланцы				
	Ка-13И	Ка-13К	Ка-13Ж	Ка-21В	ТШ-21	76-976	ТШ-5	МСШ-35	МШ-130
SiO <sub>2</sub>	28.85	27.59	39.40	77.17	45.58	47.73	54.64	51.41	52.09
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.014	0.09	0.15	1.28	0.28	0.77	0.81	1.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.99	2.11	2.45	2.58	26.12	29.98	25.18	18.51	22.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.00	38.25	17.26	0.43	5.53	2.01	2.11	2.25	1.67
FeO	3.11		3.01	3.82	3.49	0.16	2.92	4.67	1.31
MnO	0.82	0.16	0.27	0.77	0.07	—	0.08	0.04	0.03
MgO	1.71	1.07	1.22	1.59	3.80	2.50	2.57	3.94	3.34
CaO	17.25	4.40	14.02	5.55	0.24	1.09	0.36	3.23	1.44
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.05	0.10	0.12	0.40	0.19	0.55	0.21	1.55
K <sub>2</sub> O	0.80	0.51	0.66	0.30	4.77	9.39	3.86	4.54	5.46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.05	0.25	0.10	0.11	0.02	0.11	0.30	0.35
BaO		0.06				0.32	0.04	0.05	1.34
SO <sub>3</sub>	1.14	2.40	0.46						0.70
П. п. п.	7.14	3.80	5.97	6.52	7.30		4.72	10.41	6.28
Сумма				99.10	98.69		97.91	100.37	99.57
H <sub>2</sub> O	0.20	0.50	0.25	0.05	7.62	6.38	4.73	4.50	6.28
CO <sub>2</sub>	9.40	0.01	6.51	6.20	—		—		
S	9.93	27.40	10.52	0.08	0.06		0.04	0.76	0.62
C <sub>орг</sub>	1.60	1.10	1.20						
ГМ	0.87	1.47	0.59	0.10	0.80	0.68	0.57	0.51	0.52
ТМ	0.040	0.066	0.037	0.058	0.049	0.009	0.031	0.044	0.060
ЖМ	7.05	17.07	8.09	1.84	0.33	0.07	0.20	0.36	0.13
НКМ	0.30	0.27	0.31	0.16	0.20	0.32	0.18	0.26	0.31
ФМ	0.79	1.43	0.55	0.08	0.28	0.10	0.14	0.21	0.12
ЩМ	0.13	0.10	0.15	0.40	0.08	0.02	0.14	0.05	0.28
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.90	0.56	0.76	0.42	5.17	9.58	4.41	4.75	7.01
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 8 (продолжение)

Компоненты, модули	Индивидуальные составы								
	Глинистые и кремнистые сланцы		Песчаники и алевролиты						
	Л-578	БСД-56	ТШ-31	Г-187	ТШ-35	Г-177	Г-193	Л-575	Б-90
SiO <sub>2</sub>	62.32	85.47	82.52	76.94	92.80	97.52	86.60	95.74	97.16
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.07	0.17	0.65	0.08	—	0.40	0.10	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.16	5.92	5.39	10.09	1.93	1.29	6.13	1.26	0.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.11	0.51	1.88	3.85	0.54	0.39	1.53	0.36	0.55
FeO	9.70	3.03	5.60	0.50	2.26	0.32	0.13	0.75	0.40
MnO	0.07	0.02	0.03	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.02
MgO	3.36	1.97	1.38	1.05	0.65	—	0.35	0.12	—
CaO	0.36	—	0.12	—	0.06	—	0.12	0.12	0.42
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.16	0.03	0.14	0.08	0.03	0.05	0.14	0.01
K <sub>2</sub> O	0.02	1.03	0.13	2.75	0.13	0.14	1.80	0.32	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.01	0.05	0.06	0.04	—	0.03	0.02	0.02
BaO									
SO <sub>3</sub>									
П. п. п.	6.67	1.77	2.46	3.79	1.07	0.38	2.31	0.66	0.54
Сумма	99.12	99.96	99.78	99.83	99.65	100.07	99.46	99.60	99.45
H <sub>2</sub> O	5.95	1.91	2.82	3.40	1.07	0.42	1.85	0.25	0.15
CO <sub>2</sub>		0.02	0.16	—	—	—	0.32	0.02	0.05
S			0.16	0.03	0.01	0.01	0.02		
C <sub>орг</sub>				0.03					
ГМ	0.42	0.11	0.16	0.20	0.05	0.02	0.09	0.03	0.01
ТМ	0.01	0.012	0.032	0.064	0.041	—	0.065	0.079	0.278
ЖМ	1.82	0.59	1.35	0.41	1.40	0.55	0.26	0.82	4.22
НКМ	0.01	0.20	0.03	0.29	0.11	0.13	0.30	0.37	0.61
ФМ	0.32	0.06	0.11	0.07	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01
ШМ	2.00	0.16	0.23	0.05	0.62	0.21	0.03	0.44	0.10
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.06	1.19	0.16	2.89	0.21	0.17	1.85	0.46	0.11
л	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 8 (продолжение)

Компоненты, модули	Индивидуальные составы							
	Конкреции и конкрециолы							
	МШ-168	Б-92	166-558	Ка80/1354	Ка16/272	166-555	58-1298	БСД-57
SiO <sub>2</sub>	28.65	50.90	28.52	34.30	15.69	49.70	56.34	83.4
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.07	0.15	0.43	0.10	0.05	0.52	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.54	3.20	2.87	9.74	1.01	2.80	12.17	4.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.53	17.66	2.00	0.26	4.08	1.64	0.69	0.26
FeO	14.34	9.92	5.71	3.68	11.93	7.99	1.41	1.65
MnO	1.41	0.37	22.39	1.25	27.00	7.86	0.29	0.10
MgO	4.70	3.10	1.95	7.16	2.34	2.57	3.77	0.95
CaO	13.34	1.82	9.79	14.49	5.78	9.77	5.40	3.47
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.04	0.06	0.95	0.05	0.01	1.86	0.46
K <sub>2</sub> O	0.01	0.09	0.24	2.17	0.06	0.11	1.04	0.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.21	0.31	0.05	0.46	0.45	0.15	0.03
BaO				1.45			5.67	0.05
SO <sub>3</sub>				ZnO — 0.24				
П. п. п.	22.36	12.10	24.07	22.73		17.06		4.16
Сумма	99.51	99.48	98.06	98.98		100.01		99.55
H <sub>2</sub> O	2.33	4.80	0.29	1.60	1.85	0.10	3.09	1.19
CO <sub>2</sub>	18.39	6.84	23.84	22.05	29.07	15.63	7.90	2.54
S	5.44	0.05	0.13	0.06	0.14	0.33		—
C <sub>орг</sub>				0.03	0.15			
ГМ	1.05	0.61	1.16	0.45	2.81	0.41	0.27	0.07
ТМ	0.04	0.022	0.052	0.044	0.099	0.018	0.043	0.005
ЖМ	7.14	8.55	9.97	0.51	38.75	6.14	0.19	0.49
HKM	0.02	0.04	0.10	0.32	0.11	0.04	0.24	0.33
ФМ	1.03	0.60	0.34	0.32	1.17	0.25	0.10	0.03
ЦМ	6.00	0.44	0.25	0.44	0.83	0.09	1.79	0.52
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.07	0.13	0.30	3.12	0.11	0.12	2.90	1.34
n	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 8 (продолжение)

Компоненты, модули	Индивидуальные составы							
	Конкреции и конкрециды					Известняки		Песчаники
	Ка77/1465	МШ-164	МШ-174	Ка75/1321	Г-192	76-550	МШ-159	Ка80/1343
SiO <sub>2</sub>	70.92	60.89	55.57	78.56	67.04	23.18	33.45	51.66
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.42	0.32	0.13	0.01	0.31	0.35	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.25	12.06	8.39	2.18	0.79	6.87	8.16	9.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.87	0.84	0.68	1.70	0.55	4.42	1.11	0.42
FeO	7.32	4.80	6.76	1.19	0.26	0.32	4.36	10.88
MnO	8.56	0.32	0.60	1.32	0.07	0.18	1.34	0.66
MgO	0.53	2.83	3.49	0.92	0.05	1.69	7.58	4.03
CaO	0.42	4.54	7.89	5.44	16.81	31.16	15.07	7.16
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.37	0.84	0.05	0.16	0.13	0.90	0.37
K <sub>2</sub> O	0.15	2.65	1.40	0.49	0.20	2.61	1.97	1.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.26	0.46	0.34	—	0.10	0.27	0.17
BaO		0.41	0.05				1.30	
SO <sub>3</sub>								
П. п. п.	5.57	9.15	13.66		13.93	28.20	23.64	
Сумма	100.35	99.54	100.11		99.87	99.17	99.50	
H <sub>2</sub> O	0.09	3.38	2.25	1.79	0.98	3.74	1.58	3.50
CO <sub>2</sub>	3.13	6.32	11.97	5.22	12.62	25.86	22.05	9.93
S		0.20		0.30	0.01		0.04	0.17
C <sub>орг</sub>				0.03				0.57
ГМ	0.31	0.30	0.30	0.08	0.03	0.52	0.46	0.41
ТМ	0.071	0.035	0.038	0.060	0.013	0.045	0.043	0.044
ЖМ	5.39	0.48	0.92	1.82	1.10	0.69	0.80	1.27
HKM	0.09	0.25	0.27	0.25	0.46	0.40	0.35	0.16
ФМ	0.15	0.14	0.20	0.05	0.01	0.28	0.39	0.30
ЩМ	0.93	0.14	0.60	0.10	0.80	0.05	0.46	0.36
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.29	3.02	2.24	0.54	0.36	2.74	2.87	1.41
n	1	1	1	1	1	1	1	1

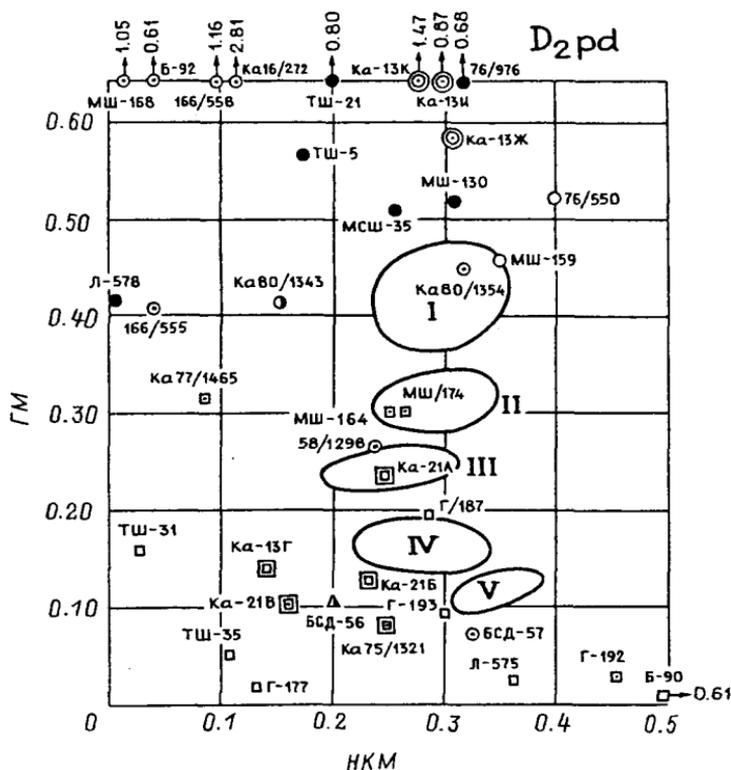


Рис. 14. Модульная диаграмма НКМ—ГМ для отложений падейской свиты.

В довольно тесной корреляции с величинами FSI находится содержание  $C_{орг}$ ; черные сланцы ( $C_{орг} > 1\%$ ) имеют FSI не ниже 0.60. Но поскольку в целом в составе падейской толщи доля таких пород невелика (они сосредоточены только в верхах разреза), то эта формация, конечно, не черносланцевая.

Особенностью некоторых индивидуальных составов падейских глинистых сланцев является гидролизатность (пр. ТШ/5, 21 с руч. Тальбейшор, приток р. Сибирчатаыха, и 76/976 из разреза руч. Даркарузьшор), что указывает на генетическую связь сланцев с корами выветривания. Для слеских (перикратонных) фаций  $D_2$  этот факт общеизвестен (например, см. [108, с. 192]), причем и на ЮВ Пай-Хое известно рудопоявление метаморфизованных латеритных бокситов, открытых В. В. Боровским в 1972 г. [96]. Можно допустить, что материал из размываемых кор выветривания в период эйфельской трансгрессии мог попадать в прибрежную часть падейского морского бассейна.<sup>9</sup>

<sup>9</sup> Впрочем, толкование гидролизатных составов некоторых проб может быть и более «прозрачным»; эти пробы из коллекции А. Б. Юдиной, может быть, характеризуют не лемвинские, а слеские разрезы. При сложности пайхойской тектоники такое допущение нельзя игнорировать.

Песчаники, средний состав которых характеризуется тремя сборными пробами, относятся к мио- и нормосилитам, причем они сильно различаются по титанистости. Высокое значение ТМ в песчаниках из разреза р-на Брусьяхи (Ка-13Г) указывает на переыв осадка (контурные течения?), а пониженное (Ка-21А, Б, район Марейшора) — на спокойное оседание песчинок из мутьевого потока. Первые отличаются также заметной карбонатностью (вплоть до конкрециидов), сильными геохимическими аномалиями Мп и Ва. Среди индивидуальных составов песчаников обращают на себя внимание составы гиперсилитов — очень кремнеземистых пород с ничтожной силикатной примесью (ГМ от 0.01(!) до 0.05). Их можно рассматривать как бы в качестве комплементарных к составу глинистых сланцев-гидролизатов — дериватов кор выветривания. Песчаники нередко имеют характерную для кварцевых песчаников гипержелезистость: значения модуля ЖМ > 1.

Состав падейских конкреций отличается исключительным разнообразием<sup>10</sup> и особой минералогической сложностью, многокомпонентностью [14, 143]. Среди них есть существенно пиритовые и кварц-пиритовые (Ка-13К), кварц-пирит-кальцитовые с заметной марганцовистостью (Ка-13И, Ж, МШ-168), марганцовистые и нередко баритоносные карбонатные песчаники-конкрецииды (Ка-21В, Ка-75/1321, Ка80/1354), иногда цинксодежащие, окисленные сидеритовые породы (Б-92), карбонатные кремни (БСД-57, Г-192, МШ-164), шамозит-кремнисто-карбонатно-баритовые конкрециидные образования (58-1298, МШ-164), родохрозитовые и кремнисто-родохрозитовые конкреции с переменными примесями других карбонатов, пирита и шамозита (Ка16/272, Ка77/1465, 166/558, 555).

«Настоящие» карбонатные породы для падейской свиты мало характерны. Дело в том, что, хотя карбонатсодержащие породы здесь широко распространены, чаще всего они, по-видимому, не седиментогенные, а диагенетические, т. е. представляют собой конкрецииды [107]. Из числа пород, которые можно уверенно считать седиментогенными карбонатами, в табл. 8 приведены анализы пр. МШ-159, Ка80/1343 (разрез руч. Марейшор) и 76/550 (разрез руч. Даркарузьшор). Весьма примечательной особенностью первых являются магнизиальность и железистость: это доломиты и анкериты, в том числе и барийсодержащие (МШ-159). В таких случаях допустимо присутствие не барита, а виверита [14, 143].

Дополнительную характеристику состава падейских пород дают 112 фазовых «карбонатных анализов»; они образуют картину, поражающую своим разнообразием (табл. 9, рис. 15). Как видно из рисунка, на треугольнике FSM составы падейских пород заполняют все поля, за исключением № 4 (магнизиального). Это следствие исключительного разнообразия химического состава падейских конкреций и конкрециидов, среди которых есть и карбонатные, и сульфидные, и сульфатные, и кремнистые с разной (но почти всегда заметной) примесью аутигенных силикатов типа шамозита.

<sup>10</sup> Более подробные сведения читатель найдет в гл. 2 и 4.

Таблица 9

Фазовый химический состав отложений падейской свиты D<sub>2</sub>, мас. %

Компоненты, показатели	Ка-8А	Ка-8В	II	IV	V	VII	VIII	IX	X	XI
H. o.	24.92	49.84	38.61	19.41	27.24	50.57	49.04	57.54	24.82	24.00
CO <sub>2</sub>	32.96	21.36	26.72	34.49	29.20	16.98	17.35	13.18	25.32	23.16
CaO	39.93	24.69	32.58	42.85	37.10	19.19	18.39	11.24	14.40	9.14
MgO	0.78	0.98	0.51	0.39	0.44	0.74	0.77	0.98	2.23	1.58
MnO	0.46	0.10	0.40	0.93	0.85	1.68	5.86	5.21	17.10	21.45
FeO	0.19	0.29	0.42	0.82	1.13	2.44	2.21	3.13	6.33	22.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.22			0.88	1.65	2.31	6.18	11.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.15	0.09	0.07	0.08	0.40	1.55	0.40	0.89	0.29
Сумма	99.36	96.51	99.47	98.96	96.03	92.28	96.39	92.45	95.22	—
M	1.89	3.76	1.51	0.87	1.11	3.11	3.33	4.86	5.55	3.64
F	1.57	1.50	2.39	3.90	4.99	16.83	29.30	40.55	58.32	75.28
n	1	1	3	5	4	9	4	6	3	2

Таблица 9 (продолжение)

Компоненты, показатели	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII	XXIV
H. o.	37.03	34.20	29.93	27.06	92.21	43.26	65.30	63.14	69.32	64.91	74.01	76.57	77.21
CO <sub>2</sub>	19.71	21.63	24.67	21.23	1.98	19.27	12.43	13.66	10.13	12.49	9.38	8.97	7.91
CaO	6.26	2.45	2.44	6.09	1.34	17.13	12.98	14.63	9.03	8.10	5.37	5.45	4.91
MgO	1.99	2.79	3.49	5.25	0.31	2.56	1.34	1.94	1.70	2.15	2.25	2.01	2.07
MnO	14.22	10.37	9.10	5.41	0.08	5.60	0.26	0.83	0.91	0.61	1.52	1.57	0.96
FeO	12.08	21.17	20.01	22.76	1.97	2.78	2.44	0.73	2.67	6.25	6.91	4.24	3.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.04	5.32	9.75	2.30	0.36	3.53	He onp.		1.53	0.70	He onp.		1.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.21	0.16	0.33	0.05	1.47	0.08	0.14	0.17	0.31	0.05	0.16	0.15
Сумма	95.69	96.36	99.53	90.41	98.10	94.72	94.81	95.06	94.69	95.50	99.48	98.95	97.16
M	5.75	7.57	9.91	13.28	8.49	9.12	7.91	10.77	12.51	12.42	13.90	15.19	18.08
F	76.17	85.80	82.85	71.26	57.18	29.38	15.42	8.62	26.93	40.78	52.57	43.72	37.75
n	3	3	2	2	2	4	2	2	4	2	2	3	8





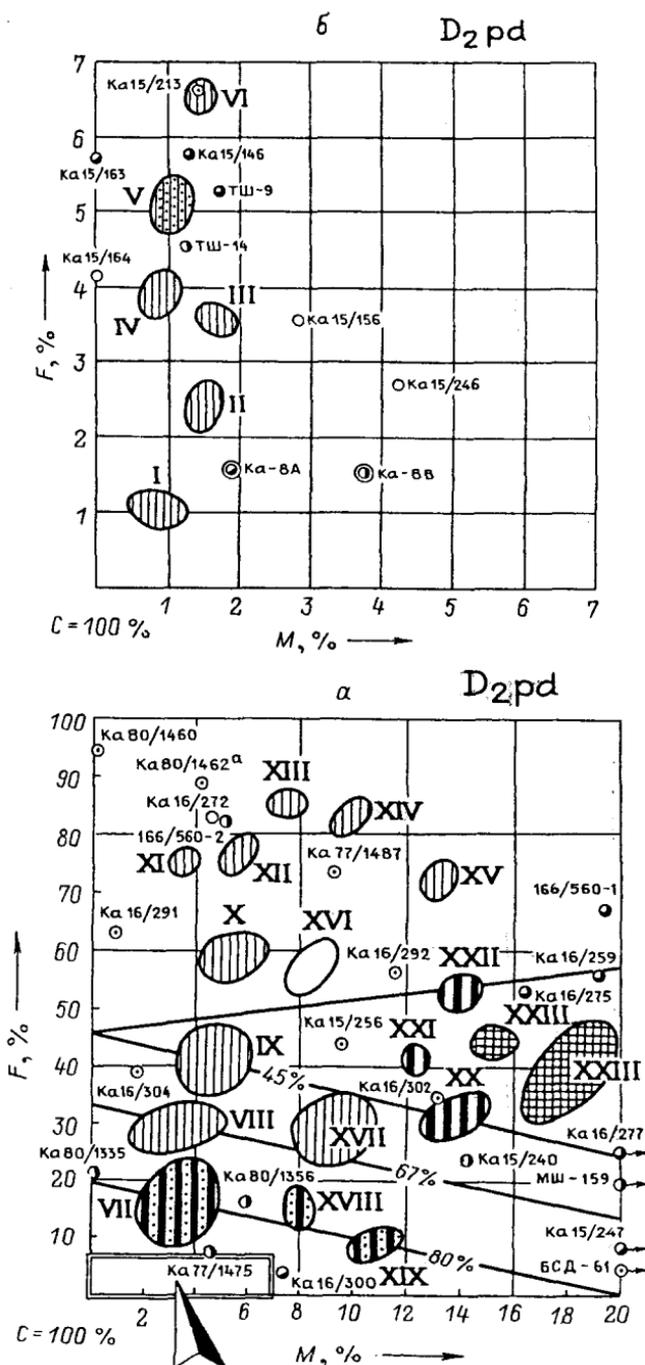


Рис. 15. Фазовый состав отложений падейской свиты (а) и его детализация (б).

В поле Са-класса (№ I на треугольнике) с узкими пределами по содержаниям MgO и FeO + MnO (5 и 7 % соответственно) попадают 8 средних составов (кластеры I—VI и сб. пр. Ка-8А, В) и 8 индивидуальных. Среди них только состав сб. пр. Ка-8В и обр. Ka15/156, 246 выделяются несколько повышенной магнезиальностью (3—5 %), прочие составы при очень низкой магнезиальности отличаются только по содержаниям FeO и (или) MnO. Причем до содержаний FeO + MnO менее 5 % это породы пластообразные (в том числе и характерные для падейской свиты пласты криноидно-детритовых обломочных известняков), а при содержаниях FeO + MnO 5—7 % — это уже конкреции (кл. V, VI<sup>11</sup>), причем конкреционная природа кл. VI дополнительно «выдается» не только дефицитом суммы (~6 %), но и повышенным содержанием фосфора (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ~0.5 %). Однако и крупный дефицит суммы в составе пород кл. III (это обр. 166/539, 540 с руч. Марейшор) подсказывает, что и здесь, по-видимому, мы имеем дело с конкрецидами. Любопытно сравнение составов растворимой фазы обр. Ka15/163 и 164, взятых из пласта известняка мощностью 1.0—1.2 м: первый — из середины пласта, а второй — из его всячего бока. Второй почему-то оказывается и менее кремнистым, и менее железистым, хотя следовало бы ожидать обратного (конкреционный эффект).

В поле Mg-Са (±Fe) класса (№ 2 на треугольнике) полностью попадает только кластер XVIII; контуры других двух кластеров (VII и XIX) захватывают и часть поля Са-класса, лишняя раз показывая нам условность любой классификации, которая, как в данном случае, может «резать по живому» природные совокупности. Составы этих трех кластеров сильно различаются по магнезиальности. Кластер VII объединяет марганцовистые конкреции с высоким содержанием шамозита, а кл. XVIII, XIX — совершенно иные породы, барийсодержащие кремнисто-карбонатные конкреции с заметно повышенной магнезиальностью. В это же поле попадают составы окремнелых Mn-доломитов (например, обр. Ka15/247), выходящие на Каре выше Брусьяхи (и, судя по материалам А. Б. Юдиной, также и на р. Б. Седью). В первом из указанных мест можно видеть, что эта пачка внутри толщи глинистых сланцев общей мощностью около 4 м состоит из 5—6 отдельных прослоев мощностью по 0.3—0.6 м, разделенных сланцевыми междупластиями. Вполне вероятно, что такие же породы выходят и в разрезе руч. Марейшор.

В поле доломит-анкеритового Са-Mg (±Fe) класса (№ 3 на треугольнике) почти полностью попадают породы кл. XVIII. Контуры двух других кластеров секут границы классов: низкомагнезиальный кластер VIII отчасти располагается в Mg-Са (± Fe) классе, а высокомагнезиальный кл. XX частично захватывает и поле «сидероплезитового» класса 5. При ближайшем рассмотрении оказывается, что породы кластеров VIII, IX и XVII очень близки: это марганцовистые карбонаты, содержащие в среднем 5—6 % MnO, 2—3 % FeO и 43—57 % н. о. При этом кл. XVII отличается повышенной магнезиальностью, а кл. VIII — повышенным содержанием фосфора. Совсем иные составы попа-

<sup>11</sup> Точка состава конкреции обр. Ka15/213 показана отдельно от конкреционного кластера VI потому, что отличается вдвое большим выходом н. о.

дают в пределы кл. XX; судя по сб. пр. Ка-13И, это в основном пирит-карбонатные барийсодержащие конкреции. Дефицит суммы (~5 %) может образоваться из сульфатов и силикатов.

В поле «сидероплезитового» Ca-Fe-Mg класса (№ 5 на треугольнике) отчасти попадают уже рассмотренные кл. IX, XX и, кроме того, кластеры XXI—XXIV, для которых характерно высокое содержание FeO (в среднем от 3.4 до 6.9 %) при незначительных колебаниях MnO (в среднем 0.6—1.6 %) и н. о. (65—77 %). Характерным представителем этих пород является сб. пр. Ка-13Г, попадающая в кл. XXIV и составленная из 12 проб песчаников и алевролитов конкрецoidного облика. Так же и ряд отдельных составов в «сидероплезитовом» поле макроскопически представляют собой либо конкреции (Ka15/256), либо конкрецoidные алевроитовые песчаники (Ka15/259, 275).

Наконец, в «сидерит-олигонитовый» Fe-Mn класс (№ 6 на треугольнике) попадают кл. X—XV, низкокарбонатные породы кл. XVI и серия составов отдельных конкреций с самыми высокими содержаниями марганца, достигающими 29.5 % MnO в обр. Ka16/272. Отличительная особенность всех этих составов — высокие содержания как MnO (в среднем от 5.4 до 21.4 %), так и FeO (в среднем от 6 до 23 %) вследствие того, что главным карбонатом-конкрециеобразователем в них является олигонит (Fe, Mn)CO<sub>3</sub>. Дефицит суммы, достигающий ~10 % в кл. XV (а также и прямые рентгеновские данные), указывает на присутствие шамотита. Заметим, что в этом поле рядом оказываются составы конкреций и конкрецoidов из удаленных разрезов на Каре в районе Брусьяхи и Марейшора, что подтверждает правильность стратиграфической корреляции этих разрезов.

Итак, данные фазовых химических анализов значительно дополняют и конкретизируют геохимическую характеристику пород падейской свиты. Вместе с тем они очень остро ставят перед нами отнюдь не тривиальную проблему рациональной классификации конкреций, состав которых, как мы видели, отличается в падейской свите поражающим разнообразием. Мы вернемся к этому вопросу в специальном разделе гл. 2 (см. раздел 2.2).

Геохимическое поле элементов-примесей в падейской свите (отчасти уже описанное выше) по средним данным в табл. 10 интересно прежде всего аномалиями бария, которые характерны для низов свиты и даже в среднем могут превышать 0.5 % в глинистых сланцах. В отдельных пробах они достигают 1.5 %: зеленовато-серые мергели, вмещающие радиально-лучистые баритовые конкреции на руч. Марейшор (пр. Ka80/1348). С присутствием бария связано и явно повышенное содержание стронция в этой породе (880 г/т при фоновых для падейских сланцев не выше 50—70 г/т). Поскольку среди падейских глинистых сланцев встречаются и сильнокалиевые (мусковитовые), отвечающие даже алкалитам (например, 9.39 % K<sub>2</sub>O в пр. 76/976), то в таких породах появляются и аномалии рубидия. Так, в сб. пр. Ка-18Б найдено 206 г/т Rb, но очевидно, что в отдельных пробах содержания Rb могут быть еще выше. Такова же причина несколько повышенных содержаний тория — это типовой признак пород с повышенной гидrolизатностью (до 15.4 г/т в сб. пр. Ка-18Г).

Таблица 10

Средние содержания элементов-примесей в отложениях D<sub>2</sub>, г/т

Выборки	n	C <sub>орг</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Sr	F	Sc	U	Rb	Th	Hg	B
		%											
Глинисто-кремнистые сланцы: сборные пробы	3	2.65	0.14	0.48		14	340	7	3	82	5.4	0.108	143
аномальные пробы	3	2.65	0.08	0.10	200			2	2		4.0		130
Кремнисто-глинистые сланцы: сборная проба	1	0.19	0.09	0.08	5400	35		2	1.2	125	7.7	0.02	120
аномальные пробы	2	0.50	0.07	0.05	100			2	2		6.5	0.240	155
Глинистые сланцы: сборные пробы	6	0.82	0.11	0.24	3520	47	280	4	2.3	165	11.2	0.07	198
аномальные пробы	4	0.87	0.08	0.15	720	75	615	3	5.8	120	8.0	0.150	350
Песчаники, алевролиты: сборные пробы	3	0.65	0.10	0.37		96	219	2	0.7	25	3.8	0.096	61
Карбонатные породы: сборные пробы	4	0.61	0.14			390	100	2	1.8	3	1.8	0.053	5

Единственная заметная аномалия ф о с ф о р а зафиксирована в пробе зеленовато-серых глинистых сланцев Ka15/206 на Каре в районе Брусьяхи (0.88 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Экзотический характер этой аномалии может указывать на ее эпигенетическую природу.

Мощное развитие конкреционных процессов, неясная, размытая грань между собственно конкрециями и сильнокарбонатными терригенными породами-конкрецидами (часто с обильным пиритом) — причина геохимических аномалий элементов-тиофилов, таких как селен и ртуть. Наиболее сильная аномалия Hg (0.30 г/т) встречается в черных глинисто-кремнистых сланцах, вмещающих тела родохрозитовых конкреций (пр. Ka16/288). Однако «коварство» распределения Hg выражается в том, что не менее сильная аномалия (0.29 г/т) отмечена и в сборной пробе песчаников Ka-21A, в которой никаких явных аномалий как будто не видно.

Наиболее сильные аномалии б о р а обнаружены в пробах бариеносных сланцев, как в районе Брусьяхи (Ka16/305 — 400 г/т), так и на Марейшпоре (Ka80/1344 — 400 г/т). Можно думать, что процессы накопления Ba и B были взаимосвязаны (например, имели общий источник — вулканический).

Что касается пород карбонатных и карбонатсодержащих, то, как уже говорилось, значительная их часть суть конкрецииды. При околосларковских содержаниях стронция для них характерны мощные аномалии марганца (до 1.64 % MnO в пробе сильно известкового доломита Ka16/247). Кроме того, как мы установили при изучении разреза падейской свиты в районе Брусъяхи, здесь имеется пачка окремнелых черных доломитов с прослоями черных сланцев, которые несут пиритовые и марганцовистые карбонатные конкреции; мощность этой своеобразной пачки 10—15 м, а состав карбонатов, как можно судить по анализу похожих на них конкрециидов на руч. Марейшор (пр. Ka80/1338), может оказываться не доломитовым и даже не анкеритовым, а сидероплезитовым<sup>12</sup> (CaO 6.69, MgO 5.14, MnO 1.36, FeO 25.32 %).

Четырнадцать монофракций пирита, выделенных из пород и конкреций, были проанализированы на элементы-примеси (к сожалению, не определялись Pb, Zn и Hg). Интересной особенностью полученных данных являются сильное накопление Ti, иногда превышающее 100 г/т, что нельзя объяснить контаминацией вмещающей породой (обр. Ka15/235, Ka16/283), аномалии Ni, достигающие 550—600 г/т (обр. Ka15/235, Ka16/283, Ka80/1484), и Cu (более 1000 г/т в обр. Ka15/192). В отношении Si нами в свое время предполагалось, что «содержания 300—1000 г/т, зафиксированные в пиритах из отложений D<sub>2</sub>, отвечают определенным меденосным уровням в падейских глинистых сланцах» [48, с. 59—60].

### 1.5. Средняя черносланцевая (фтанитовая) франско-турнейская формация

Эта формация имеет мощность всего 250—300 м. Она охватывает интервал от середины франского яруса до турнейского яруса включительно, легко узнается в удаленных разрезах от Амдермы до Силовой. Выделяется ряд породных ассоциаций, не всегда имеющих однозначную локализацию в разрезе [65].

1. Фтаниты и углисто-кремнистые сланцы — самая характерная ассоциация, развита в нижней (D<sub>3</sub><sup>1-2</sup>, мощность 20—25 м) и в верхней (C<sub>1</sub><sup>1</sup> — 35—40 м) частях формации.

2. Фтанитоиды, слюдисто-кремнистые фтанитоиды, карбонатно-кремнистые породы. Залегают в нижней части формации, образуя пачку мощностью 40—60 м.

3. Железистые фтанитоиды, известняковые бракчи и мраморовидные известняки. располагаются в средней части формации, образуя чрезвычайно характерную пачку «яшмоидов», в 30—35 м ниже подошвы турне. Мощность пачки 20—30 м. Особенно характерны кирпично-красные разновидности гематитовых яшмоидов, очень похожих на яшмы. Пачка содержит слои и линзы осадочных карбонатных руд Fe и Mn. Среди железистых фтанитоидов обнаружены тонкие прослой карбонатно-кремнистых пород с порфиробластами щелочного амфибола типа рибекита-глаукофана, составляющими до 30—40 % объема породы. На плоскостях

<sup>12</sup> К сожалению, рентгеновского анализа этой пробы нет.

Таблица 11

Химический состав франских отложений-ритмитов толщи D<sub>3</sub><sup>a</sup> и пачки D<sub>3</sub><sup>b-1</sup>  
(фтанитово-сланцевой), мас. %

Компоненты, модули	Средние составы					Индивидуальные составы				
	I	Ка-4Д	II	III	Ка-13А	$\frac{44}{264}$	$\frac{Ка-21}{365}$	$\frac{44}{272}$	$\frac{Сл58}{551}$	$\frac{16}{2001}$
SiO <sub>2</sub>	89.24	84.69	62.60	58.20	61.29	59.04	44.78	36.28	96.54	0.14
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.41	0.75	1.06	0.07	0.25	0.91	0.20	0.02	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.18	6.88	9.91	14.25	1.04	22.30	7.95	4.03	0.91	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	0.49	1.95	2.48	16.89	2.21	2.20	15.08	0.25	0.45
FeO	0.62	0.98	2.95	3.58	2.44	0.50	6.14	2.16	0.43	0.14
MnO	0.01	0.01	0.12	0.08	0.23	0.08	0.26	0.16	0.002	—
MgO	0.73	0.93	2.56	3.44	0.31	1.79	5.52	6.97	0.17	0.12
CaO	0.35	0.40	5.30	2.95	2.78	0.43	9.79	15.40	0.12	44.99
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.06	0.35	0.44	0.09	0.54	0.39	0.32	0.05	0.07
K <sub>2</sub> O	0.99	2.32	3.22	4.83	0.27	8.24	2.51	0.72	0.27	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.10	0.19	0.15	0.11	0.05	0.17	0.09	0.02	0.029
BaO					0.01					
SO <sub>3</sub>					2.84					18.78
П.п.п.	3.20			8.28	3.61				0.95	
Сумма	99.11			99.70					99.73	
H <sub>2</sub> O	0.69	1.90	3.79	4.04	0.45	3.78	3.39	2.28	0.87	18.12
CO <sub>2</sub>	0.12	0.05	5.18	3.46	0.76	1.21	15.48	15.94	0.04	21.72
S	0.12	0.04	0.51	0.85	8.90		1.11			7.52
C <sub>орг</sub>	1.98	0.23	0.97	1.64	1.60		0.09			
ГМ	0.06	0.10	0.25	0.37	0.34	0.43	0.39	0.60	0.02	4.21
ТМ	0.05	0.06	0.075	0.074	0.067	0.011	0.114	0.05	0.022	—
ЖМ	0.58	0.20	0.51	0.41	17.62	0.12	0.97	4.11	0.73	—
НКМ	0.33	0.35	0.36	0.37	0.35	0.39	0.36	0.26	0.35	—
ФМ	0.03	0.03	0.12	0.16	0.32	0.08	0.31	0.67	0.01	5.07
ЦМ	0.05	0.03	0.10	0.09	0.33	0.07	0.16	0.44	0.19	—
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	1.03	2.38	3.57	5.27	0.36	8.78	2.90	1.04	0.32	0.07
n	4	1	2	2	1	1	1	1	1	1

напластования железистых фтанитоидов обнаружены биоглифы, которые можно трактовать как икнофоссилии, характеризующие абиссальные глубины седиментации [4].

4. Фтаниты, углисто-кремнистые сланцы и известняковые брекчии заканчивают разрез и слагают турнейский ярус. Мощность пачки 50—70 м.

Отложения фтанитовой формации образовались в глубоководном бассейне с застойными водами, куда периодически вторгались турбидные потоки, приносившие с шельфа обломочный карбонатный материал. Характерные особенности литологии (железистые фтанитоиды — яшмоиды, щелочные амфиболы, прослои мраморовидных хемогенных известняков, текстуры оползания осадков, свидетельствующие о повышенной

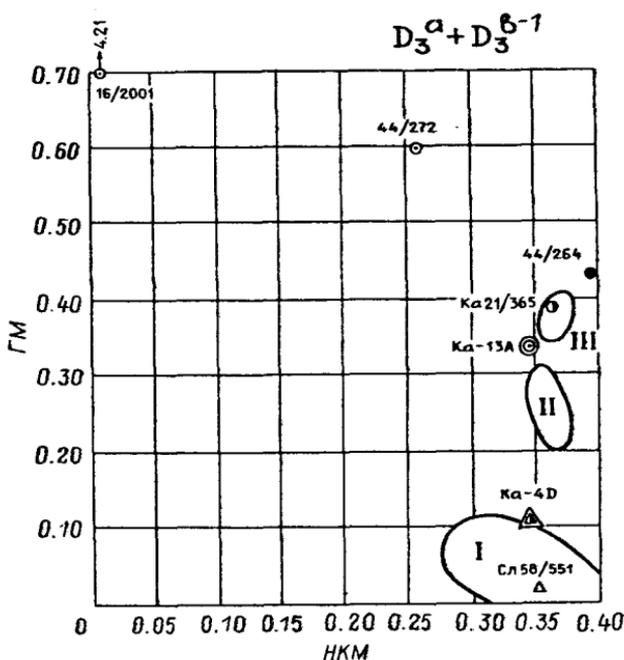


Рис. 16. Модульная диаграмма НКМ—ГМ для отложений  $D_3^a$ — $D_3^{b-1}$ .

сейсмичности субстрата) и геохимии (обогащение толщи Fe, Mn, Cu, Zn, As, Sb, судя по всему, эндогенное) — указывают на значительное участие продуктов вулканизма в глубоководной седиментации.

Литохимическая характеристика нижней (фтанитово-сланцевой) ассоциации фтанитовой формации, которую можно для простоты обозначить как  $D_3^{b-1}$ , дается нами совместно с характеристикой ритмитов толщи  $D_3^a$ . Дело в том, что во всех разрезах эти отложения встречаются совместно, что позволяет поставить под сомнение отнесение ритмичной толщи  $D_3^a$  к верхней черносланцевой (толеровой), а не к средней черносланцевой (фтанитовой) формации, как это было принято А. И. Елисеевым [65]. Во всяком случае, с позиций геохимии нет смысла разобщать геохимическое описание двух близких по возрасту франкских толщ. В табл. 11 и на рис. 16 литохимическая характеристика отложений  $D_3^a$  и  $D_3^{b-1}$  основана на 15 силикатных анализах, из которых 7 представляют средние сборные пробы и 7 — индивидуальные.

Кластер I на рис. 16 представляет фтаниты-суперсилилиты (ГМ = 0.06); характерны ощутимая величина НКМ (0.33) и резкая калиевость (ЩМ всего 0.05). Эти признаки подсказывают, что возможно присутствие примеси кислой пирокластик. Проба черного кремня Сл58/551 (р. Силоваяха) отвечает гиперсилилиту (ГМ 0.02), вдобавок гипотитанистому и гипержелезистому в отличие от нормотитанистых и норможелезистых силицитов кл. I. Это позволяет трактовать данную породу как диагенетический кремень (а не седиментогенный).

Сборная пр. Ка-4Д представляет состав двух фтанитов на р. Каре ниже

р. Б. Серью. По составу они близки к породам кл. I, отличаясь несколько большей глинистостью.

В отличие от рассмотренных породы кл. II и III карбонатсодержащие. Это типовые породы толщи  $D_3^a$  — кремнисто-глинистые (II) и глинистые ритмиты. Их темные слои менее, а светлые — более карбонатны. Большая глинистость (кл. III) коррелирует с большим содержанием  $S_{\text{орг}}$  и пиритной серы. О составе более карбонатных прослоек ритмитов дает представление анализ пр. Ka21/365 (р. Кара). Рентгеновский анализ выявляет присутствие здесь по меньшей мере 7 минералов: кварца, доломита (2.88 Å), шамозита (7.02, 3.52 Å), гидрослюда (9.82 Å), плагиоклаза (3.19 Å), манганокальцита (2.98; 1.852 Å) и пирита (2.67; 2.41 Å). Индекс FSI указывает, что на аутигенный (?) кварц приходится 75 % валового содержания  $SiO_2$ . Довольно высокое содержание серы (1.11 %) отвечает присутствию ~2 % пирита. В темных слоях ритмитов набор минералов тот же (возможно еще присутствие сидерита), но доля карбонатов ниже.

Сборная пр. Ka-13A представляет состав бескарбонатных кремнисто-пиритовых конкреций (р. Кара, район р. Брусьяха). Присутствие заметного количества  $SO_3$  указывает на частичную окисленность этих образований. На финальной стадии этого процесса формируются карбонатно-гипсовые корки (пр. 16/2001). Состав пр. 44/272 представляет другой тип конкреций этой толщи — анкеритово-кремнистых. Наконец, замечательный состав пр. 44/264 представляет калиевый алкалит — прослой белого туфа. Нормативный пересчет анализа дает следующий минеральный состав, %: ортоклаз 35.4, гидромусковит 25.1, кварц 21.6, хлорит 9.2, доломит 3.5, альбит 4.6, рутил 0.2 и апатит 0.08. Однако содержание нормативного кварца оказалось гораздо меньше аналитического ( $SiO_2$  св = 32.54 %). Это значит, что нормативный пересчет завышает содержание ортоклаза и что возможно присутствие каких-то альтернативных K-фаз, например филлипсита (?) или даже лейцита (?!). К сожалению, прояснить этот вопрос не удалось.

Статистическая обработка 17 фазовых «карбонатных» анализов отложений  $D_3^a$  и нижних пачек  $D_3^{b-1.2}$  (табл. 12, рис. 17) позволяет выделить по составу растворимой фазы 6 средних и столько же индивидуальных составов. Отложения полосатой пачки  $D_3^a$  дают 4 средних состава (кл. I и сб. пр. Ka-4Б, Ka-13A, В) и 4 индивидуальных, причем половина тех и других — это конкреции. Отметим повышенную магниальность растворимой фазы, которая сочетается либо с железистостью (Ka-4Б), либо с марганцовистостью (Ka-13В). Однако имеются относительно железистые составы (Ka-13A, 75/981к) и марганцовистые (75/982), но с низкими содержаниями  $MgO$ .<sup>13</sup>

Фтанитово-сланцевые пачки  $D_3^{b-1.2}$  содержат только конкреционные карбонаты (кл. II), представленные почти чистым кальцитом. Рассеянная карбонатная примесь в породах этих пачек отличается более высокой железистостью, что, впрочем, также может объясняться попаданием в HCl-вытяжку продуктов окисления пирита.

<sup>13</sup> Относительно пр. Ka-13A выше было показано, что ее железистость связана с окислением пирита.

Таблица 12

Фазовый химический состав отложений  $D_3^a, D_3^{b-1,2}$ , мас. %

Компоненты, показатели	I	$D_3^{1-L} D_3^a$							$D_3^b-I$	
		Ка-4Б	Ка-13В	Ка-13А	14/926к	75/981к	44/271	75/892	134-701	134/700
Н. о.	79.64	66.02	33.86	78.72	7.92	86.24	88.56	2.62	95.94	92.26
CO <sub>2</sub>	7.90	10.30	28.93	2.84	40.13	1.39	1.72	40.81	0.90	2.16
CaO	7.51	8.78	30.17	2.83	49.77	0.63	0.61	52.86	0.87	1.73
MgO	1.39	1.54	3.62	0.35	0.48	0.53	0.87	0.07	0.16	0.39
MnO	0.08	0.20	0.89	0.21	0.19	0.01	0.02	0.65	0.03	0.08
FeO	1.05	2.73	0.59	1.74	0.89	1.03	0.69	0.50	0.72	0.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34						0.13	0.24		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.04	0.19	0.08	0.04	0.13	0.27	—	0.03	0.02
Сумма	98.11	89.61	98.25	86.77	99.42	89.96	92.87	97.75	98.65	97.50
M	13.86	11.62	10.26	6.82	0.94	24.09	39.73	0.13	8.99	12.75
F	11.21	22.11	4.20	38.01	2.10	47.27	32.42	2.13	42.13	30.72
n	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 12 (продолжение)

Компоненты, показатели	$D_3^b-II$			$D_3^b-III$								
	II	III	134/709	IV	V	186/1161	134/728	186/1169к	134/712	90/1014	180/1126	186/1157
Н. о.	8.81	95.04	52.82	3.46	53.49	48.24	57.90	94.84	94.44	83.56	53.26	85.64
CO <sub>2</sub>	40.41	1.90	19.97	43.23	18.95	21.32	17.03	1.19	0.99	2.62	16.52	2.40
CaO	49.70	2.23	25.35	53.03	23.00	23.23	18.31	1.21	0.87	2.24	12.57	1.15
MgO	0.64	0.08	0.12	0.54	0.40	2.35	0.90	0.05	0.17	0.89	2.24	1.38
MnO	0.38	0.03	0.26	0.13	0.68	0.84	2.03	0.07	0.02	0.06	4.80	0.04
FeO	0.17	0.47	0.43	0.14	0.75	0.98	1.55	0.20	0.43	1.70	4.66	2.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0.01	0.39	0.53	0.25	0.27		0.76		0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	—		0.04	0.13	0.06	0.07	0.07	0.06	0.98	0.26	0.16
Сумма	100.28	99.78	98.95	100.56	97.49	97.55	98.04	97.90	96.98	92.81	94.31	93.44
M	1.28	2.71	0.46	0.99	1.56	8.58	3.95	3.27	11.41	18.20	9.23	26.49
F	1.10	17.54	2.64	0.49	5.84	6.64	15.71	17.65	30.20	35.99	38.98	51.44
n	3	2	1	2	8	1	1	1	1	1	1	1

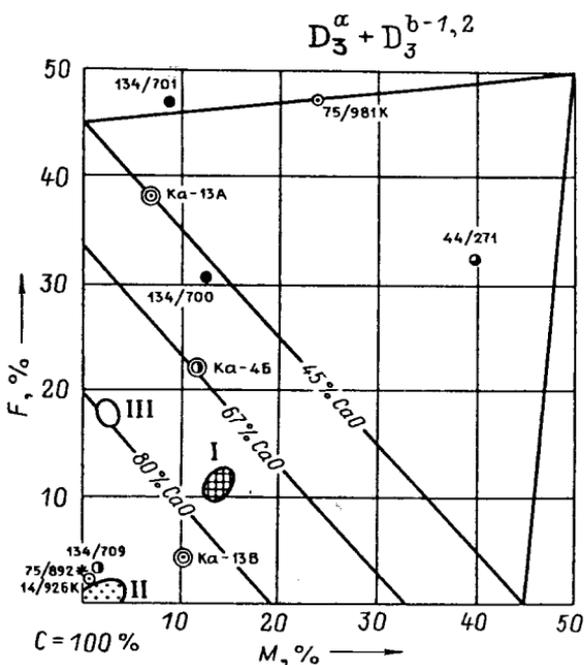


Рис. 17. Фазовый состав отложений  $D_3^{\alpha} - D_3^{b-1,2}$ .

Что касается существенно фтанитовой пачки  $D_3^{b-3}$ , то она достоверно устанавливается только в разрезах рр. Силоваяха и Путью. В ней можно выделить два средних состава — сравнительно чистых известняков (кл. IV), кремнеизвестняков (кл. V) и, кроме того, несколько составов кремнисто-карбонатных пород с повышенной железистостью растворимой фазы. Что касается помещенных в табл. 12 марганцовистых и (или) сильножелезистых составов (обн. 186 — г. Пестан-Мыльк, обн. 180 — р. Хейяха), то они, скорее всего, вопреки стратиграфическим соображениям, но зато в согласии со своим геохимическим обликом, должны быть отнесены к вышележащей марганцовистой пачке  $D_3^{b-4}$ .

Геохимическое поле элементов-примесей в толще  $D_3^{\alpha}$  и в нижних пачках толщи  $D_3^b$  характеризуется интересными особенностями (табл. 13).

Наиболее примечательной чертой геохимии толщи  $D_3^{\alpha}$  являются необыкновенно мощные аномалии по ртути и бору: в сб. пр. Ка-4А, составленной из трех проб, содержание Hg составляет 3.0 г/т (!), а В — 250 г/т. Такие аномалии служат весьма убедительным подтверждением вулканогенно-осадочной природы ритмитов. Очевидно, что накопление этих осадков происходило в неспокойной сейсмической обстановке, на фоне синхронного кислого вулканизма (пирокластика ± эксгальции).

Пачка  $D_3^{b-1}$  в целом безусловно черносланцевая, потому что даже по сборным пробам содержание  $C_{ор}$  в слитах часто превышает 1 %, достигая 3.26 % в сб. пр. Хэ-4ЖА, составленной из двух проб глинисто-кремнистых

Средние содержания элементов-примесей в отложениях  $D_3^a$   
и во фтанитово-сланцевой пачке  $D_3^{b-1}$ , г/т

Выборки	n	$C_{орг}$	$P_2O_5$	S	Sr	F	Sc	U	Rb	Th	Hg	В
		%										
Фтаниты и кремнистые сланцы: сборные пробы	5	1.22	0.19	0.12	21	230	4	1.7	17	1.7	0.161	38
Глинисто-кремнистые сланцы: сборные пробы	2	1.74	0.10	0.04	23	500	8	3.0	35	2.7	0.193	90
Кремнисто-глинистые сланцы: сборные пробы	1	0.80	0.11	0.32	75	420	3	2.3	60	3.6	0.04	110
аномальные пробы	1	1.12	0.14	0.70			2	1.0		6.0	0.150	190
Карбонато-кремнисто-глинистые сланцы-ритмиты: сборные пробы	1	1.64	0.17	0.85	42	430	5	3.0	112	6.5	3.0	250
аномальные пробы	1	0.09	0.17	1.11			3	2		4.0	0.1	150

сланцев из района р. Сесияю (приток р. Силоваяха). Максимальное содержание  $C_{орг}$  (3.79 %) отмечено в пр. Ка17/324 (левый берег р. Кары ниже р. Брусъяхи), выглядящей как углистая сыпучка. Тем не менее многие прослой фтанитов и кремнистых сланцев по содержанию  $C_{орг}$  не достигают границы черных сланцев. Например, по сб. пр. Ка-4Д, Е, Ка-14Б содержания  $C_{орг}$  составляют всего 0.23—0.41 %. Обычно наблюдается чередование маломощных прослоев фтанитов, черных кремнистых сланцев и макроскопически углистых (на плоскостях сланцеватости), марающих руки сланцев. В такой пачке в обн. Ка15 (левый берег р. Кары выше р. Брусъяха) наблюдались признаки полиметаллической минерализации в виде многочисленных примазок и корочек зеленого и пестрого цветов — как в самих породах (на контакте слоев силитов разного состава), так и в согласных кварцевых жилах мощностью до 0.5 м. Такие обохранные породы показывают мощные аномалии по цинку, меди и мышьяку. Анализ пробы фтанита с зеленым налетом (Ка15/124) показал аномально фосфора (1.11 %  $P_2O_5$ ) и мышьяка (57 г/т). Это позволяет думать, что зеленые и пестрые налеты представляют какие-то фосфаты и арсенаты.

Для наиболее углеродистых силитов (но без видимой минерализации) характерны аномалии ртут и (0.35 и 0.46 г/т в сб. пр. Ка4-ЖА и Ка-17Е, содержащих около 3 %  $C_{орг}$ ).

Литохимическая характеристика отложений  $D_3^2$  —  $C_1^1$  (толща  $D_3^b$  у А. С. Микляева) основана на силикатных анализах 144 проб, включая в это число и анализы четырех монофракций амфиболов, выделенных из яшмоидов (пачка  $D_3^{b-5}$ ). Вследствие того что в пачках 4—5 встречается широкий спектр карбонатсодержащих пород, дающих переходы к крем-

нытым известнякам или доломитам, в число классификационных параметров силитов и сиаллитов приходится включать и содержание  $\text{CO}_2$ . По содержанию  $\text{CO}_2$  (в %) совокупность анализов была нами предварительно разделена на следующие группы:

- |  |       |
|--|-------|
| 1) Бескарбонатные . . . . .                                  | < 2   |
| 2) Карбонатсодержащие . . . . .                              | 2—5   |
| 3) Карбонатные силиты и (или) сиаллиты . . . . .             | 5—15  |
| 4) Сильнокремнистые (или глинистые) карбонатолиты . . . . .  | 15—25 |
| 5) Собственно карбонатолиты (известняки, доломиты) . . . . . | > 25  |

Как видно из модульной диаграммы НКМ—ГМ (рис. 18), только часть пород из групп 2 и 3 (а именно кластеры XIII и XII на рис. 18) не имеет петрохимической специфики в координатах НКМ—ГМ, перекрывая поле бескарбонатных составов (кластеры VI, IV, VIII). Это означает, что некарбонатная часть этих пород по параметрам НКМ и ГМ от силитов не отличается. Однако все остальные карбонатсодержащие силиты и (или) сиаллиты, не говоря уже о собственно карбонатолитах, имеют петрохимическую специфику, давая с о б с т в е н н ы е кластеры на модульной диаграмме НКМ—ГМ (рис. 18 а).

Другой существенный признак, который было бы желательно учесть при вычислении средних составов, это содержание  $C_{\text{орг}}$ . Собственно черные сланцы ( $C_{\text{орг}} > 1\%$ ) характерны только для турнейской пачки; цветные и серые кремни пачек 4 и 5 содержат мало  $C_{\text{орг}}$ , иногда даже менее 0.1%. Поэтому при формировании кластеров мы старались учесть и содержание  $C_{\text{орг}}$ : на рис. 18 кластеры VI—VIII черносланцевые, а прочие — «нечерносланцевые». Как видно из табл. 14 и рис. 18, среди б е с к а р б о н а т н ы х пород толщи  $D_3^2$  —  $C_1^1$  можно выделить 8 средних составов (вычислены по 53 анализам, в числе которых и анализы 12 наших сборных проб) и столько же — индивидуальных, выходящих за пределы этих кластеров.

Кластер I отвечает высокожелезистым и марганцовистым нормосилитам — породам, характерным для пачки 3. Породы содержат более 13%  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  и около 0.9%  $\text{MnO}$ . Вследствие низкого содержания глинозема характерно экстремально высокое значение железного модуля ЖМ (2.58), а следовые содержания щелочей характеризуют породы как гипощелочные (НКМ всего 0.06) и гипонатриевые (ЩМ 0.18).

Кластер II отвечает низкощелочным гиперсилитам — серым опаловидным кремням пачки  $D_3^{b-2}$  с обильным пиритом (отсюда — повышенное содержание серы); это, скорее всего, объясняет и их гипержелезистость (ЖМ = 2.79).

Кластер III — это нормосилиты, породы несколько более глинистые и с небольшой примесью карбоната типа доломита-анкерита; они тоже гипержелезистые (ЖМ = 1.62).

Кластер IV отвечает суперсилитам, также гипержелезистым (ЖМ = 0.89).

Кластер V представляет весьма интересные породы, родственные породам кл. I — высокожелезистые и марганцовистые ( $\text{MnO}$  2.48%), но заметно более глинистые (ГМ = 0.48) и карбонатные, причем карбонатное вещество близко по составу к кутнагориту ( $\text{Mn}$ -анкериту). Здесь попадают

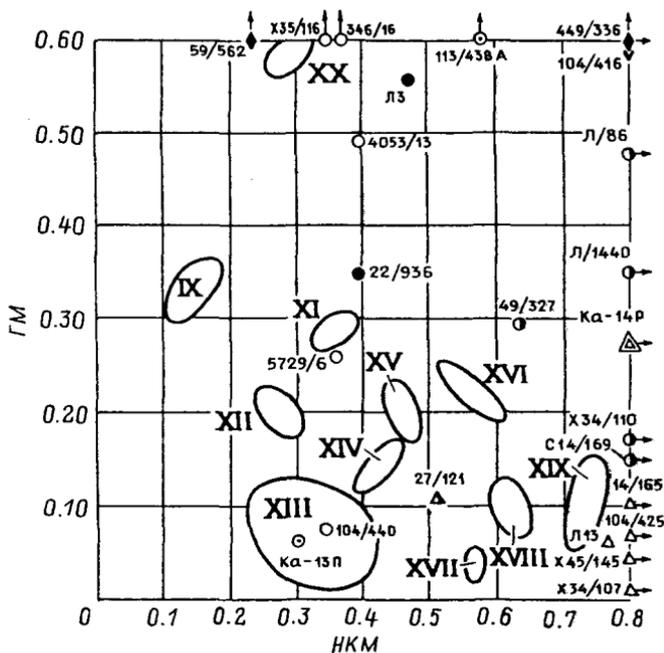
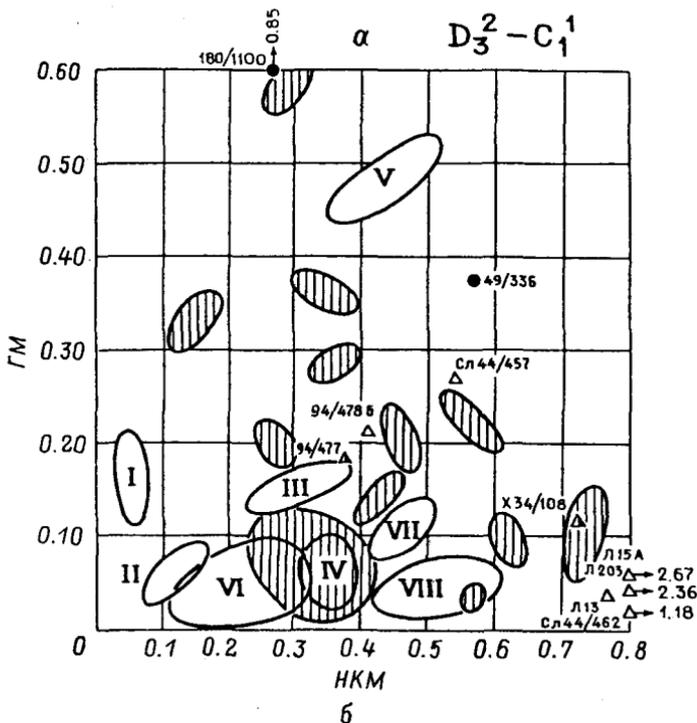


Рис. 18. Модульные диаграммы НКМ—ГМ для отложений  $D_3^2 - C_1^1$  (а) и только для карбонатсодержащих пород  $D_3^2 - C_1^1$  (б).

Поля карбонатсодержащих пород заштрихованы.

аномалии Ва, что вообще не характерно для толщи  $D_3 - C_1^1$ ; но особенно любопытно, что породы этого кластера по значениям модулей ГМ и ЖМ отвечают редкому типу пород — сиферлитам! Для таких пород рамки значений ГМ такие же, как и для сиаллитов (т. е. от 0.30 до 0.55), но величина ЖМ превышает 0.75; в данном случае ЖМ = 2.31. Специфика пород наиболее гидролизатного кластера V подчеркивается и самыми низкими (по сравнению со всеми другими) значениями индекса FSI. Если во всех остальных кластерах силитов, карбонатсодержащих силитов и карбонатоцитов величина FSI не опускается ниже 0.78 (а в среднем, по-видимому, близка к 0.90), то здесь по двум анализам FSI составляет 0.44 и 0.67.

Вообще же, для фтанитовой формации  $D_3^2 - C_1^1$  значение FSI ниже 0.70 можно рассматривать как литохимическую аномалию, требующую в каждом случае интерпретации.

Кластер VI, а также отчасти кластеры VII и VIII представляют в основном составы фтанитов и черных кремнистых сланцев. Это гиперсилиты (VI, VIII) и нормосилиты (VII) с заметным содержанием  $S_{орг}$  (в среднем 2—3, по отдельным пробам — до 4.60 %). Нормосилиты кл. VII — породы относительно более глинистые и поэтому более калиевые (ЩМ 0.07 против 0.18—0.24 в двух других кластерах); они содержат больше железа и марганца. Для всех этих пород сохраняется «родовая черта» толщи  $D_3^2 - C_1^1$  — гипержелезистость (ЖМ от 1.14 до 2.13).

Индивидуальные составы, не попадающие в описанные кластеры, представлены преимущественно кремнистыми (и реже глинистыми) породами с аномальными значениями щелочности или гидролизатности. Группа силитов с аномально высокими значениями НКМ (от 0.72 в радиоляриевом фтаните с р. Хейяха, обр. Х34/108, до 2.67 в яшмовидном сланце по анализу А. В. Лоскутова, обр. Л-15А) имеет, как и все породы толщи  $D_3^2 - C_1^1$ , аномальную железистость. В обр. Л-15А вследствие практического отсутствия  $Al_2O_3$ , величина ЖМ достигает фантастического значения 32.06 — столь высоких значений не наблюдается даже в окисных Fe-Mn рудах (обр. 59/562, см. далее в табл. 15). Очевидно, что сочетание аномально высоких значений НКМ и ЖМ имеет общую причину: присутствие железистых силикатов, малоглиноземистых или вовсе безглиноземистых типа Fe-монтмориллонитов и стильпномеланов [129].

Силиты с повышенной гидролизатностью (обр. 94/477, 478Б, р. Путью) представляют собой туффиты, залегающие в самых верхах фамена под турнейскими карбонатными брекчиями. Особенность первого состава — мощная пиритизация. Обр. Сл44/457 экзотичен, так как представляет редкий для этой толщи тип породы: хлорит-мусковитовый сланец. Состав породы обр. 49/336 выделяется накоплением  $Fe_2O_3$ , MnO и  $Na_2O$  и квалифицируется как сиферлит — это темно-вишневый яшмоид с амфиболом, р. Силоваяха.

Наконец, глинистый сланец с р. Хейяха (обр. 180/1100) отличается мощным накоплением железа ( $Fe_2O_3 + FeO > 26\%$ ), что с учетом необычно высокого содержания MgO (6.50 %) заставляет квалифицировать его как псевдогидролизат (а не гидролизат). Низкая карбонатность не позволяет «спрятать» этот магний в доломит, а низкое содержание  $Na_2O$  исключает заметное присутствие щелочного амфибола. Приходится допустить, что эта порода состоит главным образом из Mg-Fe смектита с примесью Fe-гидролюда или стильпномелана.

Как видно из рис. 18, а и табл. 15, среди карбонатсодержащих пород  $D_3^2 - C_1^1$  можно выделить 17 средних составов и столько же индивидуальных. Кроме того, в табл. 15 показаны составы окисной Fe-Mn руды (обр. 59/562) и двух монофракций щелочных амфиболов (обр. 49/336-A и 104/416).

За исключением явно специфических составов (карбонатизированные базальтовые туфы — кл. XX, высокомарганцовистые яшмоиды с кутнагоритом — сб. пр. Ка-14Р, турнейские кремнисто-карбонатные конкреции — сб. пр. Ка-13П), кластеры, изображенные на рис. 18, а, представляют собой единую серию горных пород. Отдельные члены этой серии отличаются друг от друга не качественно, а только количественно — по соотношению породообразующих компонентов: кремнистого, карбонатного и железисто-окисно-силикатного. Дополнительные вариации создает неравномерное распределение пирита (например, мощное накопление серы в кл. X), что не всегда коррелирует с другими параметрами состава.

Таблица 14

Химический состав бескарбонатных слитков и снэлитов  
толщи  $D_3^2 - C_1^1$ , мас. %

Компоненты, модули	Средние составы							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO <sub>2</sub>	81.13	91.72	78.10	90.68	55.89	91.67	82.98	92.04
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.09	0.38	0.15	0.52	0.10	0.25	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.5	1.52	5.37	2.95	9.78	2.00	4.35	1.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.98	1.68	2.44	1.12	10.29	0.93	2.34	0.85
FeO	9.18	1.26	3.36	0.65	4.02	0.94	1.07	0.92
MnO	0.93	0.29	0.33	0.13	2.48	0.06	0.81	0.16
MgO	0.63	0.10	1.31	0.55	2.53	0.24	1.26	0.45
CaO	1.00	0.75	2.27	0.64	2.83	0.69	1.41	0.56
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.02	0.12	0.06	0.19	0.06	0.10	0.14
K <sub>2</sub> O	0.17	0.15	1.71	0.98	3.97	0.45	1.91	0.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.04	0.16	0.13	0.38	0.03	0.07	0.03
BaO		0.01			0.23	0.01		
SO <sub>3</sub>		2.07		0.05	0.08	0.01		
П.п.п.	3.38	2.38	4.77	1.82	6.11	3.00	2.60	1.57
Сумма	99.58	101.02	97.91	99.28	99.17	99.36	98.50	99.28
H <sub>2</sub> O	3.36	0.06	2.70	0.87	5.45	1.13	0.84	1.10
CO <sub>2</sub>	0.31	0.14	1.61	0.40	1.91	0.44	0.67	0.45
S		—		0.13		0.16	0.33	0.09
C <sub>орг</sub>				0.90		2.61	1.96	2.93
ГМ	0.16	0.05	0.15	0.06	0.48	0.04	0.11	0.04
ТМ	0.043	0.064	0.059	0.048	0.059	0.05	0.055	0.072
ЖМ	2.58	2.79	1.62	0.89	2.31	1.33	2.13	1.14
НКМ	0.06	0.12	0.31	0.36	0.45	0.25	0.45	0.51
ФМ	0.11	0.03	0.09	0.03	0.30	0.02	0.06	0.02
ЩМ	0.18	0.12	0.07	0.15	0.06	0.24	0.07	0.18
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.20	0.17	1.83	1.04	4.17	0.51	2.00	0.97
n	2	2	2	13	4	16	4	10

Таблица 14 (продолжение)

Компоненты, модули	Индивидуальные составы									
	94/477	Сл44 462	Л/203	Л/15А	Х34 108	94 478Б	Сл44 457	49/336	180 1100	Л/13
SiO <sub>2</sub>	78.38	93.06	92.44	93.94	81.66	72.30	68.04	65.20	41.64	94.29
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.14	0.15	0.01	0.45	0.71	0.65	0.20	0.42	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.42	1.46	0.36	0.15	5.98	12.49	10.47	5.39	7.85	0.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.38	0.43	2.89	4.76	3.17	2.18	5.12	15.38	9.87	2.51
FeO	0.29	0.63	0.01	0.22	0.23	0.29	2.18	0.70	16.20	0.43
MnO	0.01	0.008	1.38	0.15	0.02	0.02	0.068	2.90	0.89	0.07
MgO	0.82	0.69	1.03	0.07	0.88	1.97	2.30	0.90	6.50	0.29
CaO	0.11	0.37	0.79	0.51	0.62	0.11	0.97	2.26	2.80	0.60
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.03	0.48	0.14	0.35	0.21	0.05	1.34	0.08	0.12
K <sub>2</sub> O	0.91	1.69	0.37	0.26	3.97	4.94	5.64	1.74	2.04	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.03			0.04	0.03	1.06	0.36	0.18	
BaO						0.05				
SO <sub>3</sub>										
П.п.п.	6.23	1.55	0.16	0.20		4.34	3.20		10.54	0.71
Сумма	99.71	100.11	100.06	100.41	97.37	99.64	99.75		99.01	99.83
H <sub>2</sub> O	0.18	1.41			2.20	0.31	2.82	2.77	9.68	
CO <sub>2</sub>		0.10					0.64	1.18	1.85	
S	8.10					1.30				
C <sub>орг</sub>										
ГМ	0.17	0.03	0.05	0.06	0.12	0.22	0.27	0.38	0.85	0.04
ТМ	0.041	0.096	0.417	0.067	0.075	0.057	0.062	0.037	0.054	0.019
ЖМ	4.24	0.68	8.39	32.06	0.53	0.19	0.66	3.40	3.26	5.68
НКМ	0.38	1.18	2.36	2.67	0.72	0.41	0.54	0.57	0.27	0.77
ФМ	0.15	0.02	0.04	0.05	0.05	0.06	0.14	0.26	0.76	0.03
ШМ	0.02	0.02	1.30	0.54	0.09	0.04	0.01	0.77	0.04	0.43
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.93	1.72	0.85	0.40	4.32	5.15	5.69	3.08	2.12	0.40
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1	

Если за критерий более дробного разделения этой серии взять величину нормированной щелочности НКМ, то по стандарту сиалитов можно выделить три группы кластеров (= типов пород): а) гипощелочных — кл. IX (НКМ 0.15); б) нормощелочных — кл. XII—XIII—X—XI (НКМ 0.28—0.36); в) суперщелочных — кл. XIV—XV (НКМ 0.42—0.47); г) гиперщелочных — кл. XVI—XVII—XVIII—XIX (НКМ 0.57—0.73). Можно убедиться, что эти градации имеют право на существование, отнюдь не будучи полностью искусственными.<sup>14</sup> Так, наименее щелочные породы кл. IX отличаются самым мощным накоплением железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO ~17%), что обуславливает максимальное значение железного модуля

<sup>14</sup> Выше уже говорилось о «несамостоятельности» кл. XIII, который принципиально не отличается от бескарбонатных пород. Если убрать с рис. 18, а этот кластер, то мы заметим обратную корреляцию НКМ—ГМ: в общем, чем выше НКМ, тем более кремнисты породы (ниже ГМ). Эта корреляция искажается наличием карбонатного Fe<sup>2+</sup>, завывающего ГМ.

Химический состав карбонатсодержащих и карбонатных пород толщи D<sub>3</sub><sup>2</sup> - C<sub>1</sub><sup>1</sup>, мас. %

Компоненты, модули	Средние составы											
	IX	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI
SiO <sub>2</sub>	63.43	61.12	59.65	81.36	72.11	67.07	60.27	75.72	77.36	81.62	25.81	43.87
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.13	0.15	0.13	0.47	0.16	0.18	0.04	0.08	0.08	1.45	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.09	4.60	4.55	2.81	3.73	3.79	2.23	1.08	1.28	1.17	7.25	2.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.62	2.41	3.27	1.13	2.25	2.91	3.63	0.87	2.90	2.90	0.77	2.74
FeO	9.14	8.43	2.94	1.04	2.35	3.68	4.01	0.53	1.41	0.93	5.39	1.82
MnO	1.04	1.79	0.81	0.62	0.92	3.93	3.25	0.19	1.55	2.98	0.12	3.00
MgO	1.03	2.02	2.32	0.58	1.22	1.83	1.55	0.64	0.99	0.60	3.66	1.24
CaO	3.04	5.81	11.96	6.01	7.48	5.86	12.10	10.37	6.78	3.58	28.64	22.14
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.09	0.09	0.05	0.10	0.06	0.56	0.04	0.15	0.32	0.15	0.18
K <sub>2</sub> O	0.35	1.60	1.18	0.86	1.42	1.68	0.66	0.58	0.65	0.55	1.91	1.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.15	0.10	0.33	0.06	0.20	0.21	0.02	0.05	0.15	0.22	0.09
BaO	0.36	0.43	0.01	0.08								0.18
SO <sub>3</sub>	0.65			0.76								
П. п. п.	9.65		12.16	5.08	7.44	9.72	10.91				23.97	20.21
Сумма	99.65			99.50		98.20	99.53				99.35	
H <sub>2</sub> O	3.63	3.41	3.07	0.98	1.77	2.52	1.43	1.72	1.93	1.15	0.18	2.17
CO <sub>2</sub>	6.07	8.41	9.96	4.90	4.91	6.74	0.01	8.19	4.96	4.02		18.71
S	0.14			0.02	0.08	0.09				0.10	0.03	0.01
C <sub>орг</sub>	0.84				0.37	0.65				0.15		
ГМ	0.33	0.28	0.20	0.07	0.14	0.21	0.22	0.04	0.09	0.10	0.58	0.26
ТМ	0.044	0.028	0.032	0.045	0.219	0.067	0.077	0.037	0.055	0.071	0.020	0.061
ЖМ	7.71	2.70	2.09	1.54	2.50	5.85	7.17	1.43	4.47	5.24	0.72	4.97
HKM	0.15	0.36	0.28	0.34	0.42	0.47	0.57	0.57	0.63	0.73	0.28	0.53
ФМ	0.28	0.21	0.14	0.03	0.08	0.12	0.15	0.03	0.07	0.05	0.38	0.14
ЦМ	0.28	0.06	0.09	0.10	0.13	0.10	0.78	0.06	0.31	0.56	0.08	0.27
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.43	1.69	1.27	0.91	1.52	1.74	1.22	0.62	0.80	0.86	2.07	1.34
n	3	2	3	9	3	5	2	2	3	2	3	12





ЖМ (7.71) и фемического модуля ФМ (0.28). Очевидно, в этих породах доминируют окисные железисто-марганцевые компоненты при минимуме силикатов — носителей щелочей. Для нормощелочных пород характерны хотя и аномальные значения ЖМ (это черта всех без исключения пород толщи  $D_3^2 - C_1^1$ ), но все же несколько более низкие: 1.54—2.70, а также сравнительно невысокая титанистость: ТМ 0.028—0.045. Кроме того, в них заметно присутствие К-содержащих фаз (гидрослюд, смектитов), что обуславливает низкие значения натровости: ЩМ всего от 0.06 до 0.10. Сумма щелочей здесь в 2—4 раза выше, чем в породах кл. IX. Для пород супер- и гиперщелочных характерны самые высокие средние содержания МпО (исключение — силиты кл. XVII, наименее щелочные и наименее титанистые), значительно более высокая железистость (ЖМ до 7.17 в кл. XVI), заметно повышенная титанистость, которая даже при исключении явно аномального значения в кл. XVII<sup>15</sup> составляет 0.055—0.077. Тот факт, что в кл. XVI и XIX явно повышена натровость (ЩМ 0.56 и 0.78), может указывать на примесь в породе щелочных амфиболов, для которых, как показывает анализ монофракций, величина ЩМ составляет 20—40.

Наконец, можно определенно утверждать, что гиперщелочность коррелирует с содержаниями марганца. Об этом свидетельствует состав сб. пр. Ка-14Р, представляющей четыре образца яшмоидов с повышенным против фонового содержанием МпО. Мы видим, что эти породы, содержащие в среднем 7.83 % МпО, гиперщелочные: НКМ = 0.85.

Кроме кластеров IX—XX, показанных на рис. 18, а, в табл. 15 вычислены составы еще трех существенно карбонатных типов пород (кл. XXI—XXIII), для которых параметры ГМ и НКМ уже не являются определяющими, подвергаясь сильным (и хаотическим) колебаниям. Породы кл. XXI и XXII — фаменские известняки и кремнеизвестняки, а кл. XXIII — турнейские доломиты. Все эти породы марганцовистые, причем фаменские — супер- и гиперщелочные, с мощными аномалиями железистости: ЖМ 4.97—7.41.

Отдельные составы карбонатсодержащих пород, не попадающие в поля кластеров IX—XIX, имеют аномалии ГМ или НКМ, а иногда и обоих этих параметров. Прежде всего отметим составы обр. Х45/145, Л-86, 49/327, которые выделяются своей натровостью (ЩМ 1.38—2.75), при том, что абсолютное содержание щелочей может быть совершенно ничтожным либо, наоборот, повышенным. Такие составы почти однозначно указывают на присутствие в породах щелочного амфибола. Однако есть породы, в которых наличие амфибола доказано микроскопически, но величина ЩМ вовсе не аномальна (обр. 27/121, Х34/110). Это означает, что амфибол не щелочной, а Са-Мg, типа тремолита. Как те, так и другие амфиболы обычно содержат заметные количества марганца, что отражает марганцовистость вмещающей породы, так как амфибол формируется при метаморфизме по схеме [129]



<sup>15</sup> Это может объясняться попаданием в выборку кл. XVII базальтового туфа(?) — обр. 4053-2 с ТМ = 0.481.

Породы с экстремально высокой щелочностью ( $\text{HKM} > 0.80$ ) представлены в основном гипержелезистыми кремнистыми породами-силитами, что подтверждает общую тенденцию обратной корреляции параметров ГМ и НКМ, видную по средним данным. Кроме того, повышение ГМ в этих породах довольно явно связано и с повышенной карбонатностью, что в свою очередь грубо коррелируется с содержанием марганца. Однако важно подчеркнуть, что высокие содержания Mn независимо от карбонатности характерны именно для гиперщелочных пород. Например, в обр. 5729/6, содержащем не менее 75 % карбоната, марганца почти нет, но и по величине НКМ эта порода нормощелочная (0.35). Наконец отметим, что для гиперщелочных силитов (хотя и не для всех) характерна гипертитанистость: значения ТМ достигают 0.385 (обр. X45/145, р. Хейяха).

Беспорядочное расположение точек состава пород с  $\text{ГМ} > 0.30$  на модульной диаграмме есть отражение их разного генезиса. Во-первых, это конкреции марганцевых карбонатов (113/438А), во-вторых — почти бескарбонатные яшмоиды, резко обогащенные марганцем и (или) железом (обр. Л/3.86), причем, как уже отмечалось, они могут содержать амфибол, и, в-третьих — карбонатизированные базальтовые туфы, составы которых группируются около «своего» кластера ХХ. Заметим, что от любой другой карбонатной породы последние можно достоверно отличить по сочетанию трех признаков: а) гипертитанистости (ТМ 0.187—0.189); б) не характерной для толщи  $D_3^2 - C_1^1$  низкой железистости (ЖМ всего 0.42—0.48); в) столь же малохарактерной нормальной щелочности (НКМ 0.37—0.40). Наконец, экстремальные параметры (ГМ, ЖМ, НКМ, ЦМ) Fe-Mn руд (обр. 59/562) и монофракций щелочных амфиболов (обр. 49-336А, 104/416) не нуждаются в специальном пояснении.

Дополнительную характеристику сложных по составу карбонатно-железисто-кремнистых пород фамена—турне дают фазовые «карбонатные» анализы. При этом обилие такой информации порождает своеобразную (хотя бесспорно «приятную»!) проблему их полного использования не только по отдельности, но и в сопоставлении с валовыми анализами, рассмотренными выше. Проблема состоит в том, что кластеры, выделенные по валовому составу, вполне могут не совпадать (или не полностью совпадать) с кластерами, выделенными по фазовому составу, т. е. по составу кислоторастворимой части.

В табл. 16 и на рис. 19 даны результаты 38 фазовых анализов яшмоидов. В эту группу были объединены все цветные кремнистые породы: как самые типовые — сургучно-красные, так и зеленые, сиреневые, бордовые и пр. Видно, что можно выделить 10 средних составов и 5 индивидуальных.

В Са-классе оказываются кремнистые известняки кл. I, которые, однако, далеко не обычны — в них в среднем содержится 1.4 % MnO.

В Mg-Са классе оказываются средние составы кл. II—V с весьма разной карбонатностью; самые карбонатные — наиболее марганцовисты (кл. II, V): 3.7—3.9 % MnO, причем в кл. V заметно повышена и железистость.

В Са-Mg (доломитовом) классе формально оказываются породы самого обширного кластера VI. Однако на самом деле это не класс 3, а

Таблица 16

## Фазовый химический состав яшмоидов, мас. %

Компоненты, показатели	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
H. o.	41.68	58.74	90.92	88.69	67.35	80.12	43.96	92.35
CO <sub>2</sub>	24.87	16.91	3.78	4.83	12.45	7.40	19.98	3.14
CaO	30.35	17.88	3.65	3.83	12.41	6.07	15.38	1.30
MgO	0.30	0.64	0.41	0.89	0.05	0.71	1.13	0.26
MnO	1.36	3.70	0.46	0.51	3.91	2.55	12.46	1.83
FeO	0.29	0.56	0.29	0.49	0.65	0.73	0.22	0.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.53	0.35		1.33	0.64	3.80	0.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.10	0.08	0.07	0.13	0.10	0.23	0.04
Сумма	99.00	99.02	99.75	99.30	97.58	98.19	97.16	99.83
M	0.93	2.86	8.80	14.84	0.26	7.12	4.23	7.51
F	4.89	18.51	15.66	17.23	27.03	32.89	43.57	58.53
n	2	3	2	2	4	9	3	4

Таблица 16 (продолжение)

Компоненты, показатели	IX	X	$\frac{Ca23}{455}$	$\frac{34}{201}$	$\frac{134}{752}$	$\frac{18}{50}$	$\frac{Ka85}{1531}$
H. o.	87.45	98.63	47.70	92.80	67.74	99.12	95.36
CO <sub>2</sub>	4.40	1.29	22.51	3.17	13.07	0.92	1.52
CaO	0.97	0.61	21.68	2.43	12.17	0.30	0.43
MgO	0.89	0.67	3.64	0.22	0.84	0.14	0.24
MnO	3.74	0.25	1.20	0.13	3.80	0.14	0.74
FeO	0.16	0.33	0.73	0.55	0.50	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.86			0.71	0.14		0.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.07	0.30	0.02	0.10	0.07	0.07
Сумма	100.56	100.03	97.76	100.03	98.36	100.69	99.04
M	15.55	36.66	13.36	6.61	4.85	21.14	17.02
F	67.75	30.16	7.08	20.42	24.84	24.14	52.48
n	2	2	1	1	1	1	1

класс 7 — «родохрозитовый», для которого характерно соотношение  $MnO > FeO + MgO$ . Этот класс нельзя отдельно показать на треугольнике FCM, и он выделяется только аналитически, а не графически. Аналогично, формально в Ca-Fe-Mg классе 5 оказываются кластеры высокомарганцовистых кремнеизвестняков (кл. VII) и малокарбонатные кремни (кл. X). В действительности породы кл. VII также относятся к «родохрозитовому» классу 7. Наконец, к «олигонитовому» Fe-Mn классу 6 формально относятся кластеры VIII и IX, что в данном случае тоже можно

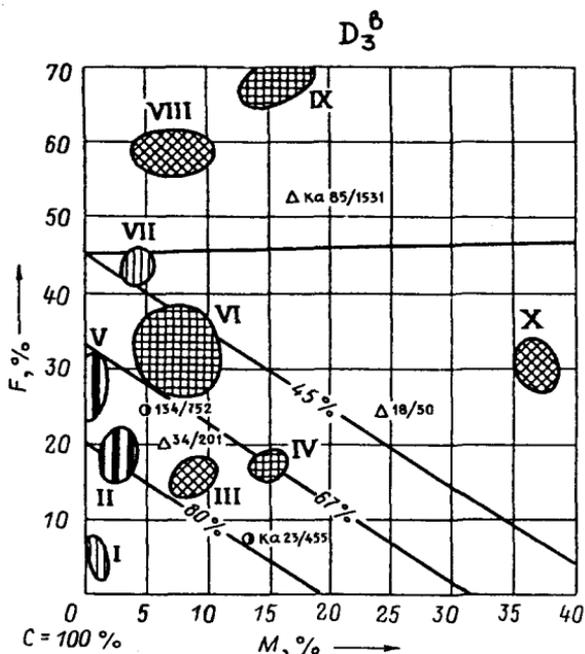


Рис. 19. Фазовый состав яшмоидов.

поставить под сомнение — скорее, они также должны быть отнесены к «родохрозитовому» классу 7.

Причины отдельного расположения точек индивидуальных составов заключены либо в их повышенной (по сравнению с кластерами) железистости и (или) марганцовистости (обр. 134/752), либо, напротив, в аномально высокой магниальности (обр. Ka23/455, 18/50, Ka85/1531). Любопытно, что в наиболее магниальном обр. Ka23/455, представляющем собой зеленый яшмоид, содержащем более 4 % пирита (руч. Гермес), в составе электромагнитной фракции при ничтожном ее выходе обнаружены: ильменит (57 %), гранат (16 %), лейкоксен (4 %), пирит (20 %) и пироксен! (3 %). Следовательно, в яшмоидах кроме макроскопически наблюдавшихся амфиболов возможно также и присутствие аутигенного пироксена!

В табл. 17 и на рис. 20 даны результаты статистической обработки 80 фазовых анализов пород пачки  $D_3^{b-4}$ , большинство которых представляет собой обломочные кремнеизвестняки или известковые кремни. Сюда же для сравнения помещены анализы белых мраморовидных известняков из пачки яшмоидов (кл. XI—XIII и обр. Хс4/2556). Представленные данные позволяют выделить 16 средних составов и 22 индивидуальных. Поскольку два кластера белых известняков перекрывают поля ряда других кластеров, средних составов в наличии — только 14. Подавляющее большинство составов попадает в поле Са-класса (№ 1 на треугольнике FCM) — это 13 средних из 16 и половина индивидуальных. Характерны небольшие различия всех этих пород по параметру М (0.7—4.6), и более значитель-

Фазовый химический состав отложений пачки D<sub>3</sub><sup>b-4</sup>, а также белых известняков мраморовидных (кластеры XI—XIII), мас. %

Компоненты, показатели	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XIV	XV	XVI
H. o.	10.39	38.40	31.91	44.91	29.53	59.61	44.32	13.46	25.74	73.84	39.64	79.95	74.43
CO <sub>2</sub>	37.94	29.63	29.18	22.92	30.40	17.31	23.73	37.99	31.44	9.61	26.35	7.29	8.42
CaO	48.38	32.38	35.12	27.33	34.74	19.70	27.68	45.21	35.38	10.24	18.03	6.59	6.52
MgO	0.35	0.36	0.80	0.47	0.52	0.44	0.86	1.42	1.74	0.59	8.81	1.08	1.20
MnO	0.62	0.98	1.02	1.27	3.90	1.69	1.09	1.17	2.52	0.79	4.21	0.86	2.62
FeO	0.25	0.45	0.74	0.83	0.16	0.32	0.78	0.26	1.04	0.82	1.09	1.43	3.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.11	0.07	0.26	0.38	0.56	0.18	—	0.45	1.71	0.26	—	1.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.08	0.03	0.06	0.05	0.08	0.04	0.08	0.10	0.02	0.04	0.17	0.10
Сумма	99.50	99.61	98.84	97.93	99.47	99.57	98.63	99.57	98.23	97.59	98.41	97.35	97.42
M	0.71	1.05	2.11	1.65	1.32	2.06	2.80	2.94	4.25	4.64	27.49	10.62	9.02
F	1.72	4.12	4.67	7.14	10.23	9.19	6.19	2.95	8.77	12.94	16.41	22.92	42.27
n	4	6	2	7	4	4	6	2	5	2	2	2	2

Таблица 17 (продолжение)

Компоненты, показатели	Са-класс										Mg-Sa (±Fe) класс				
	Xc8 2580	34 1021	104 391	84 1036	104 389	104 428	34 207	112 493	112 498	27 131	84 1038	104 429	134 745	27 128	104 423
H. o.	7.14	38.52	47.88	91.62	30.28	9.14	85.48	85.60	46.52	23.80	93.32	45.34	55.70	22.36	53.88
CO <sub>2</sub>	40.44	26.48	22.21	3.60	27.72	38.06	6.05	6.27	22.79	33.51	1.62	19.47	15.18	33.53	16.76
CaO	49.24	31.22	24.83	3.81	30.84	41.28	6.57	6.57	26.53	37.32	1.60	18.27	15.10	30.22	14.57
MgO	0.16	0.12	0.01	0.06	0.94	1.85	0.33	0.34	1.22	2.50	0.07	1.35	1.84	5.14	0.89
MnO	1.83	2.52	3.91	0.20	3.88	5.58	0.36	0.24	0.86	1.98	0.03	3.76	0.53	5.84	7.27
FeO	0.07	0.86	0.37	0.43	1.81	1.36	1.06	0.60	1.01	0.78	0.43	2.53	2.96	1.55	0.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	0.20	0.04	0.26	0.89	0.18	0.44	0.45	0.20	He опр.	0.14	4.37	1.95	He опр.	2.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.03		He опр.			0.07	He опр.	0.04	0.04	He опр.		0.10	0.06	He опр.
Сумма	99.12	99.95	99.61	99.98	96.36	97.45	100.36	100.07	99.17	99.93	97.21	95.09	93.36	98.70	96.54
M	0.31	0.35	0.03	1.33	2.51	3.69	3.97	4.39	4.12	5.87	3.29	5.21	9.01	12.02	3.88
F	3.70	9.74	14.70	14.00	15.19	13.86	17.07	10.84	6.31	6.48	21.60	24.28	17.08	17.29	32.58
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 17 (продолжение)

Компоненты, показатели	Fe-Mn класс			Ca-Fe-Mn класс							
	$\frac{112}{302}$	$\frac{Ka23}{460}$	$\frac{Ka21}{394}$	$\frac{134}{768}$	$\frac{90}{1018}$	$\frac{27}{126}$	XI	XII	XIII	$\frac{Xc4}{2556}$	
Н. о.	84.62	84.88	29.34	71.96	91.08	96.32	34.52	23.75	53.35	90.16	
CO <sub>2</sub>	6.20	4.27	26.59	10.74	1.63	1.45	27.95	32.55	20.10	2.81	
CaO	3.77	3.87	3.94	3.93	0.79	0.73	34.19	38.05	21.86	3.26	
MgO	—	0.44	1.96	3.29	1.14	0.87	0.24	0.57	0.52	0.31	
MnO	4.08	0.60	24.37	6.04	0.14	0.22	1.63	4.04	2.82	0.04	
FeO	—	4.91	15.49	—	1.18	0.23	0.48	0.32	0.92	1.01	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.44	He опр.		0.95	0.89	He опр.		0.07	0.04	0.14	He опр.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.06	0.06	0.22	0.01	0.16	0.11	0.07	0.06	0.03	
Сумма	100.16	99.03	101.75	97.13	96.86	99.98	99.15	99.38	99.66	97.62	
M	—	4.48	4.28	24.81	35.08	42.44	0.70	1.24	1.83	6.71	
F	51.97	56.11	87.11	45.55	40.62	21.95	5.84	10.14	14.51	22.73	
n	1	1	1	1	1	1	5	3	2	1	

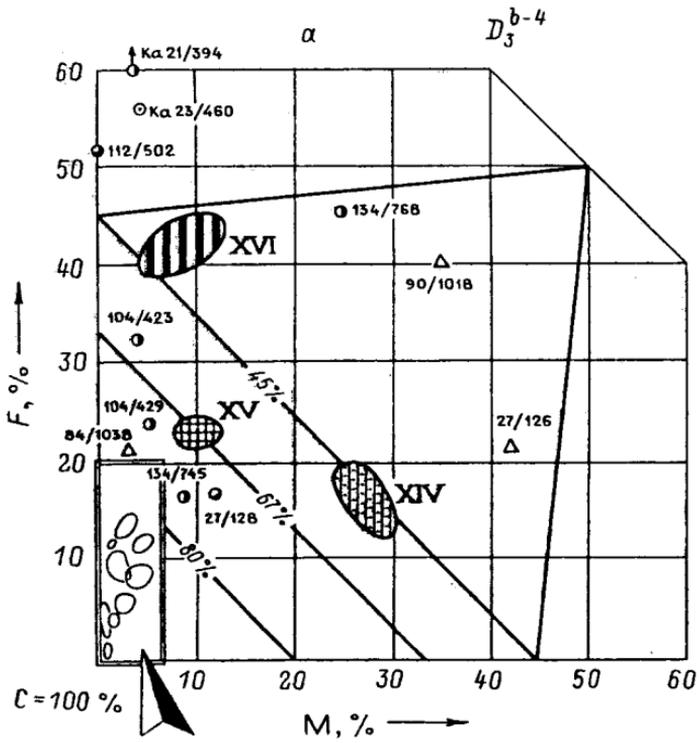
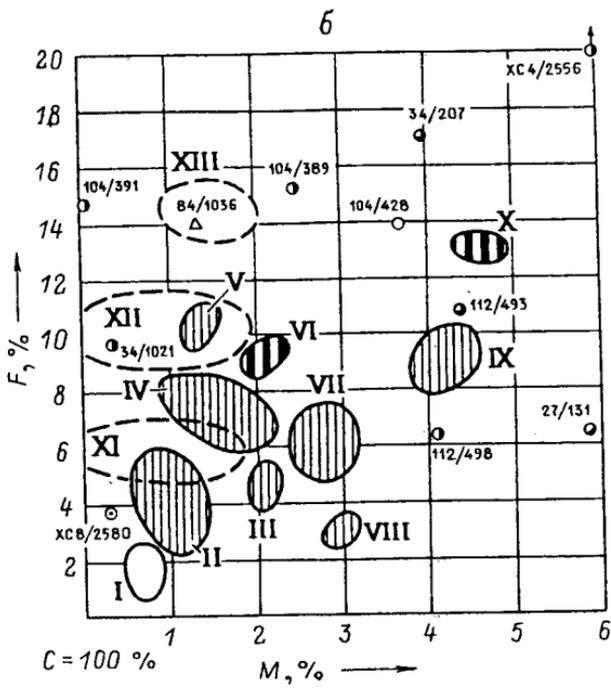


Рис. 20. Фазовый состав пород из пачки  $D_3^{b-4}$  (а) и его деталлизация (б).

ные — по параметру F (1.7—13.0), что вынуждает использовать разные масштабы на рис. 20,б. Содержания MnO составляют в них в среднем 0.6—3.9, FeO — 0.2—1.0 %. В индивидуальных составах за пределами кластеров колебания сильнее: до 5.6 % MnO и до 2 % FeO.

В Mg-Са ( $\pm$ Fe) классе оказались только сильнокремнистые карбонаты (н. о.  $\sim$ 80 %) кл. XV и ряд индивидуальных составов. В некоторых из них (обр. 27/128, р. Кара) содержание MnO достигает 5.14, а FeO — 5.84 %. Наиболее магниевые породы (M = 27.5, MgO = 8.8 %) с повышенным содержанием MnO (4.2 %) образуют кл. XIV в поле Са - Mg к л а с с а. Такие породы явно конкреционного типа встречены на р. Каре («Яшмовые скалы», обр. Ка35/591) и на р. Сесияю, притоке р. Силоваяха (обр. Се23/2209). В поле Са-Fe-Mg к л а с с а попадают кремнистые карбонаты класса XVI и несколько индивидуальных составов, в которых содержание MnO достигает 6 % (обр. 134/768, р. Силоваяха). В поле «олигонитового» Fe-Mn к л а с с а попадают только 3 индивидуальных состава. В одном из них («тяжелые кремни» в кровле пачки яшмоидов) содержание MnO достигает 24.4 %, а FeO — 15.5 % (обр. Ка21/394).

В табл. 18 и на рис. 21, 22 даны результаты 55 фазовых анализов турнейских отложений, а также пород, стратиграфическое положение которых определено не точнее, чем  $D_3^b - C_1^1$ . Как видно из рис. 22, один из кластеров этих пород (А) полностью перекрывается с турнейскими, тогда как два других (В и С) индивидуальны, что, впрочем, не дает основания для каких-то стратиграфических выводов (они могут быть как фаменскими, так и турнейскими).

Из 12 неперекрываемых средних составов 7 относятся к Са-к л а с с у (поле I на треугольнике FCM); сюда же попадают и 6 индивидуальных составов. Наиболее примечателен состав пород класса V — марганцовистых (MnO 5.28 %) и заметно магниевых (M  $\sim$ 6.0, MgO 2.89 %). Сходные характеристики имеют и отдельные составы (29/140, 146, 150; Ка85/1550).

В поле Mg-Са к л а с с а (№ 2 на треугольнике FCM) попадают 2 средних состава: кремневых мергелей (кл. VII), низкокарбонатных кремнистых пород (кл. VIII) и несколько индивидуальных; содержание MnO в этом классе не превышает 2.2, MgO — 1.4 %.

В поле Са-Mg к л а с с а (№ 3 на треугольнике FCM) оказываются марганцовистые доломиты кл. VI (MgO 7.8, MnO 2.2 %) и железистые конкреционные породы кл. IX (FeO 4.47, MnO 3.26, MgO 4.15 %), а также необычный безмагнийный состав обр. 35/233.

В Са-Fe-Mn к л а с с е № 5 мы находим невыразительный состав кремня (обр. 29/200) и замечательный состав конкреоида, образующего прослой мощностью 0.05 м — Ка21/400, в котором содержится 18 % MnO и 4.83 % MgO. Эта порода сложена кутнагоритом, родохрозитом и марганцовистым кальцитом.

Наконец, в олигонитовом Fe-Mn к л а с с е № 6 оказываются низкокарбонатные кремни кл. X, сб. пр. Ка-14П и два уникальных состава конкреций Ка57/1026, 1027 (руч. Громашор), в первом из которых содержание MnO достигает 28.2, а FeO — 7.92 %. Носителем Mn и Fe является практически чистый Fe-родохрозит.

Геохимическое поле элементов - п р и м е с е й в толще  $D_3^2 - C_1^1$  еще более замечательно, чем их необычная литохимия. Отчасти мы уже





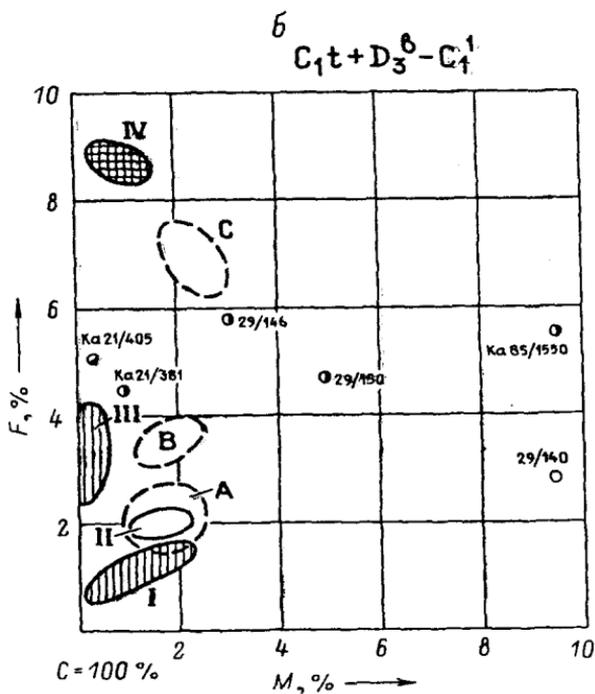
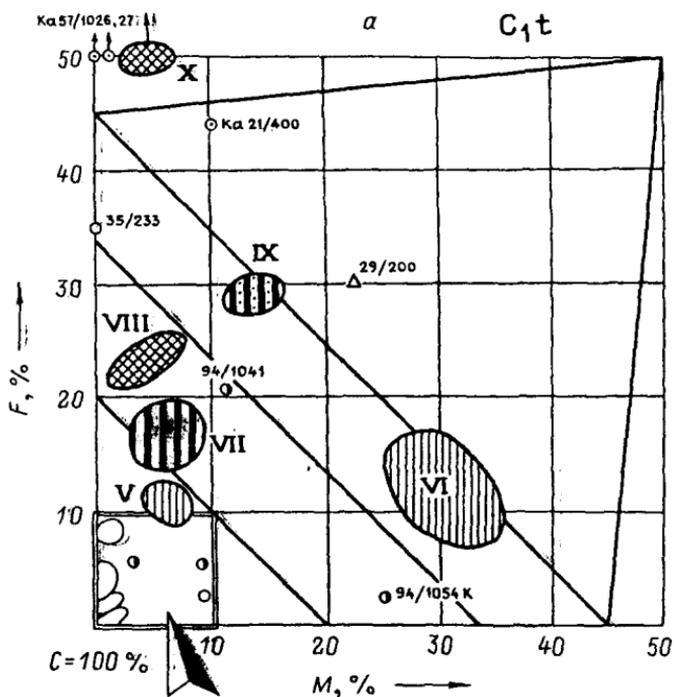


Рис. 21. Фазовый состав турнейских отложений (а) и его детализация (б).

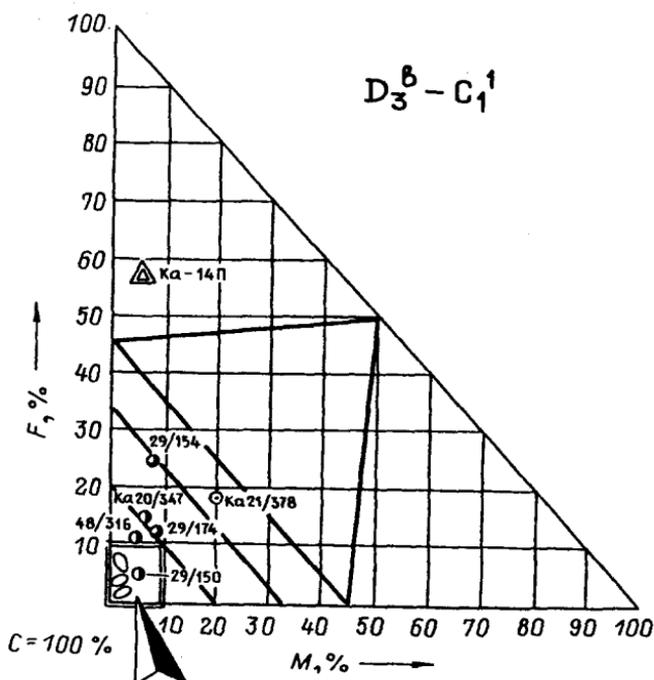


Рис. 22. Фазовый состав отложений  $D_3^b - C_1^1$ .  
 Детализация рисунка утгеряна (прим. авторов).

касались его, упоминая о марганце: содержания этого элемента здесь нередко из примесных становятся породообразующими. Необходимо заметить, что перечень элементов-примесей в табл. 19 не полон: к нему обязательно необходимо присоединить также никель, кобальт, цинк и медь, а в ряде случаев также и ванадий, кадмий, серебро.

Очевидно, что яркая геохимическая специфика толщи  $D_3^2 - C_1^1$  определяется существенным вкладом в первичные осадки гидроокислов Fe и Mn, частицы которых, оседая из морской воды, служили коллектором для мышьяка, меди, никеля, ртути и ряда других элементов-примесей. Турнейская седиментация в этом отношении мало отличалась от верхнефаменской, но протекала уже в аноксических (застойных?) обстановках, что привело к формированию углеродистых осадков: фтанитов, черных кремнистых сланцев, черных кремнистых известняков и доломитов.

Уже в средних цифрах (табл. 15) обращали на себя внимание аномальные содержания бария. Причину этого надо искать в накоплении гидроокисей Mn, на которых Ba может сорбироваться из морской воды. Тяготение Ba к окисным рудам Mn было показано еще в классической статье Ф. В. Чухрова, 1937 г. [98]. Наиболее резкая аномалия бария (0.96 %) отмечена в оруденелой брекчии-импактите по субстрату девонских яшмоидов (обр. Ка84/1443, выше устья Б. Серью).

Самая сильная аномалия мышьяка (220 г/т) в сопровождении резкой аномалии ртути (1.22 г/т) отмечена в черном хрупком фтаните с углис-

Средние содержания некоторых элементов-примесей в отложениях  
 $D_3^2 - C_1^1$ , г/т

Выборки	n	C <sub>орг</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Sr	F	Se	As	U	Pb	Rb	Th	Hg	B
		%													
Фтаниты и кремнистые сланцы:															
сборные пробы	26	1.50	0.10	0.15	139	22	170	5	16	1.7	1.0	14	1.2	0.133	26
аномальные пробы	5	3.52	(0.30)	(0.13)		(69)		21	58	1.8	(28)	(5)	1.3	1.678	(5)
Глинисто-кремнистые сланцы:															
сборные пробы	7	1.61	0.11	0.10	260	44	200	3.9	13	1.8	2.3	31	2.3	0.158	46
аномальные пробы	3	5.48				30	(19)	20	18	3.0	1.0	10	2.5	0.265	(39)
Кремнисто-глинистые сланцы:															
сборная проба	1	2.94			300	46	410	1	10	2.9	8.8	145	8.2	0.170	220
аномальные пробы	2	2.60				340		7.7	77	1.0	37	34	2.3	0.750	45
Карбонатные сланцы:															
сборные пробы	9	0.48	(0.03)		210	230	260	3.0		10	40	17	1.90	0.078	20

тыми примазками на плоскостях сланцеватости, из разреза по левому притоку руч. Громашор, правому притоку р. Кары (обр. Ка57/1038). Скорее всего, это турнейская часть разреза.

Ртуть для этой толщи столь же характерна, как и мышьяк. Обращает на себя внимание очень высокое среднее содержание (0.13—0.17 г/т в слитках и ~0.08 г/т в карбонатсодержащих породах и карбонатолитах). Отметим такие мощные аномалии, как 1.22 (в пр. 1038 и 1443, о которых сказано выше) и ураганное содержание — 5.40 г/т, также зафиксированное в образце оруденелой ударной брекчии (Ка84/1445), содержащем, кроме того, 0.56 % Cu, 0.21 % Zn, около 500 г/т Ni и ощутимые примеси Cd и Ag. Эти выходы находятся на р. Каре выше устья р. Б. Серью [142].

При повышенных средних содержаниях селена самая мощная аномалия (36 г/т) отмечена в пробе выщелоченного фтанита Се/2199 (район р. Сесияю, притока р. Силоваяха), содержащей 6.9 % C<sub>орг</sub>. Заметим, что и все другие аномалии Se, превышающие 20 г/т, зафиксированы только в

черных сланцах, содержащих 4.6—6.2 %  $C_{орг}$ . Значит, из двух возможных факторов накопления Se — наличие гидроокисного сорбента и восстановительная обстановка (с органическим или сульфидным сорбентом) — второй оказывается важнее.

Что касается таких элементов, как Th, Rb и В, то их содержания невысокие, потому что в породах мало глинистого вещества — носителя этих элементов.

Самой яркой литологической характеристикой толщи  $D_3^2-C_1^1$  на Пай-Хое является присутствие пачки яшмоидов и «пестрых кремней», позволяющей узнавать, расчленять и коррелировать эту толщу на протяжении десятков километров. Именно эта пачка, а также непосредственно перекрывающие ее турнейские слои с конкреционными Мп-карбонатами определяют геохимический облик всей толщи. Поэтому приведем два характерных разреза пачки в сопровождении геохимической характеристики отдельных образцов.

**Разрез в верховье руч. Громашор.** Здесь в расчистке правого борта можно видеть (снизу вверх) следующие породы.

а) Существенно карбонатный горизонт с примазками медной зелени, в тесном переслаивании с «болотно-зелеными» карбонатными кремнями, также с примазками медной зелени; в тех и других содержатся сульфиды (халькопирит и др.) . . . . . 1.0—1.2 м

В светлых карбонатных кремнях (обр. Ka57/1056), содержащих около 10 % кальцита, химическим анализом определено, %: Cu 0.46, Pb 0.018, Zn 0.014, а полуколичественным спектральным анализом — 50 г/т As. В «болотно-зеленых» кремнях, по-видимому, в той же мере карбонатных, как и светлые породы, Pb несколько больше (0.024 %), а Cu и Zn меньше (0.12 и 0.006 % соответственно).

б) Полосчатые яшмоидные породы, где тускло-зеленые полосы чередуются с темно-красными и коричневыми. В породах повышено содержание Мп . . . . . Около 1 м

в) Бордовые, кирпично-красные яшмовидные породы. 4—5 м. В породах повышено содержание Мп.

**Разрез по правому берегу р. Кары в 4 км по прямой ниже устья р. Брусьяха.** Здесь много тектонических нарушений, и пачка яшмоидов приведена в контакт с фтанитовой пачкой  $D_3^{b-1}$  с угловым несогласием. Горизонт яшмоидов (снизу вверх) построен здесь очень сложно.

а) Пласт карбонатного кремня . . . . . 0.3 м

б) Пачка светлых тонкослонистых кремней . . . . . 1.0 м

В первом (обр. Ka21/384) аномальные содержания Мп, As, Pb и Со.

в) Пачка дробного переслаивания темно-красных яшмоидов, сиреневых кремнистых сланцев (отчасти обохренных) и зеленоватых опаловидных кремней. 0.75—0.80 м. Последние, судя по аномалии Мп (>1 %), очевидно, карбонатные.

г) Собственно яшмоиды: темно-красная порода с несколькими конкреционными пластинами и линзами белого мраморовидного кремнистого известняка толщиной от 5 до 15 см. Около 1 м. В обр. Ka21/390 (белый конкреционный карбонат) — аномалия Мп, Cu, V и Ni.

д) Светлая, существенно карбонатная пачка с полосами светлых кремней и тонкими прослоями яшмоидов. 1.60 м. В кремнистых карбонатах (обр. Ka21/391) аномалии Мп и Ni.

е) Сургучно-красный яшмоид с одним прослоем (0.07—0.08 м) белого кремнистого известняка в нижней части слоя. Около 1.5 м. В белом известняке — аномальные содержания Мп, Cu, Ba, V и Ni, а в трещинках — примазки малахита.

Над пачкой яшмоидов залегает также очень сложно построенная черносланцевая пачка мощностью около 3 м. В последней наблюдаются прослои черных конкреционных цинксодержащих Fe-Мп карбонатов, в которых содержится до 24.37 % MnO и 15.49 % FeO, а также прослои легких

пористых спонголитов; в последних, по данным полуколичественного спектрального анализа, содержание Zn доходит до 500 г/т и есть примеси Co — до 50 г/т. Таким образом, карбонатные марганцевые руды четко локализованы в разрезе толщи  $D_3^2 - C_1^1$  непосредственно над яшмоидами. Очевидно, что «поставка» Mn в осадок в фамене и турне была примерно одинаковой, но в турне создавались условия для конкреционного стягивания Mn в составе Mn-Fe карбонатов, поэтому здесь формировались рудные тела с более высокими содержаниями Mn, нежели в яшмоидах, где Mn сильнее рассеивался.

Что касается региональной зараженности карбонатных слоев в пачке с яшмоидами сульфидами Cu, Zn и Pb, то это оруденение, по мнению В. С. Рогова, гомологично так называемому атасуйскому типу, известному в девоне Казахстана [76].

Шесть монофракций пиритов, выделенных из отложений  $D_3^2 - C_1^1$ , были проанализированы на элементы-примеси (к сожалению, Pb и Zn не определялись). Вопреки ожиданию не были обнаружены резкие аномалии никеля, которым заражена пачка яшмоидов: содержания Ni находятся в пиритах на уровне 50—180 г/т. Видимо, никель в основном концентрируется в окисно-силикатных фазах. Однако содержания As (другой элемент, характерный для этой толщи) оказались в среднем все же выше, чем в других интервалах разреза, с максимумом в высокотемпературном (?) пирите из кварцевой жилы на руч. Гермес (обр. Ка23/456) — 600 г/т. Накопление As могло произойти в процессе переотложения рассеянного пирита вмещающих пород в кварцевой жиле.

### 1.6. Верхняя черносланцевая (толеровая) верхнедевонско-нижнепермская формация

Формация имеет мощность 1000—1100 м. На верхнедевонско-турнейском этапе развития, на большой части территории Пай-Хоя в эту формацию, латерально замещающая ее, вклинивается описанная выше фтанитовая формация. Интервал толеровой формации от нижнего визе до нижней перми развит на всей территории сланцевой зоны [65].

Эта толеровая формация имеет очень сложное строение и распадается на 7 породных ассоциаций, перечисленных далее снизу вверх.

1. Кремнисто-глинистые, углисто-кремнисто-глинистые сланцы с прослоями седиментационно-диагенетических известняков. Очень характерная, маркирующая пачка ритмичного тонкого переслаивания имеет мощность 90—120 м. А. С. Микляев и М. А. Маслов (1970 г.) закартировали эти отложения в качестве «толщи  $D_3^4$ ». По современным представлениям, толща  $D_3^4$  имеет раннефранкский возраст. Геохимические особенности толщи  $D_3^4$  освещены нами выше — при характеристике фтанитовой формации.

2. Глинисто-кремнистые породы, известняки, известняковые брекчии. Слагают отложения нижнего—среднего фамена в крайних юго-западных разрезах. Толща изучена недостаточно и к толеровой формации отнесена до некоторой степени условно. 45—50 м.

3. Углисто-кремнистые сланцы, углистые радиоляриты и детритовые известняки. Пачка имеет ранневизейский возраст. Кремнистые сланцы

заклюают многочисленныа кремнисто-фосфоритовые конкреции с редкими ядрами аммоноидей. 180—190 м.

Отложения  $C_1^{2-1} = C_1 V_1$  мы будем для простоты называть иногда «кожимскими», следуа В. А. Чермных [136], который в свое время выделял в разрезе карбона на р. Кожим самые низы в самостоятельный «кожимский ярус».

4. Детритовые известняки и кремнистые породы. Характеризуют средне-верхневизейские отложения на всей территории сланцевой зоны Пай-Хоя. Везде эта толща имеет характерный облик чередования равноплитчатых слоистых известняков с линзами, поясками и прослоями черных седиментационно-диагенетических карбонатных кремней и небольших пачек тонкого переслаивания различных углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Мощность не менее 100—150 м. Отложения  $C_1^{2-2} = C_1 V_{2+3}$  мы будем для простоты называть «окскими».

5. Детритовые известняки, тонкополосатые строматолитоподобные известняки, глазковые доломитовые известняки, известковые доломиты, мраморовидные известняки, кремнистые породы и пластовые бариты. Эта исключительно своеобразная ассоциация характерна только для серпуховских отложений и развита по всему Пай-Хою. В дальнейшем похожие породы были обнаружены и в Лемвинской зоне Урала в ассоциации со стратиформными баритами [13, 108]. По данным Н. И. Тимонина (1978 г.), аналоги этой толщи узнаются и на Южном острове Новой Земли. Общая мощность толщи 80—100 м, в ней могут быть выделены 4 пачки (снизу вверх): I — переслаивание детритовых и тонкослоистых строматолитоподобных известняков (20—30 м); II — тонкослоистые строматолитоподобные известняки и глазковые доломитовые известняки или известковые доломиты (15—20—30—32 м); III — кремнистые доломиты и радиоляриты (2—12 м); IV — детритовые известняки, мраморовидные известняки, известняковые брекчии, кремнисто-глинистые сланцы, пластовые бариты (15—20 м).

6. Глинистые радиоляриты с конкреционными кремнисто-карбонатными породами. 55—60 м. Охватывают стратиграфический интервал от верхов башкирского до средней части сактарского яруса. Преобладают массивные слоистые зеленовато-серые радиоляриты. В верхней части ассоциации имеются прослой углисто-глинистых радиоляритов с кремнисто-карбонатными фосфатными конкрециями. В верхней части пачки залегает маркирующий горизонт с доломитовыми мегаконкрециями (диаметр их до 3—5 м), прослеженный практически по всему Пай-Хою.

7. Глинистые сланцы мощностью от 80—100 до 200 м. Венчают разрез толеровой формации. Ассоциация 6 отвечает толще  $C_{2-3}^{a+b}$  А. С. Микляева, ассоциация 7 — его толще  $C_{2-3}^c$ . До последних лет верхний предел возраста этих толщ был не вполне ясным.

В 1984 г. А. Д. Петровский нашел вблизи кровли пачки  $C_{2-3}^c$  гониатиты, дававшие датировку в широком интервале возраста: от гжелского яруса  $C_3$  до артинского яруса  $P_1$ . В 1988 г. В. С. Рогов и коллеги сообщили о находках гониатитов еще в 5 точках и пришли к выводу, что «скорее всего, верхнюю часть пачки „с“ следует датировать сакмарским ярусом» [78, с. 62]. Наши находки смешанного комплекса конодонтов  $C_2$ — $C_3$  и

раннего асселя в средней части пачки «в» позволяют присоединиться к этому мнению.

В целом толеровая верхнедевонско-нижнепермская формация образовалась в глубоководных условиях. Однако широкое развитие в нижневизейских отложениях аллохтонных кластических карбонатных пород может указывать на близость материкового склона. Образование существенно карбонатной средне-верхневизейской толщи детритовых известняков связано с некоторым уменьшением глубины бассейна, но в целом отложения все еще сохраняют черты глубоководности.

В серпуховское время фактором седиментации становится, по некоторым признакам, и гидротермальный процесс типа подводных эксгалиций и фумарол, поставивших в бассейн большие массы  $\text{CO}_2$  и ряд элементов-примесей (Sr, Ba, В и др.). С этими процессами можно связывать образование исключительно своеобразных пород этого интервала — тонкополосатых, глазковых и мраморовидных карбонатов и пластовых баритов. Последние трактуются нами как закономерные члены фациального ряда: белый мраморовидный известняк — кремнистый полосчатый слабобаритизированный известняк — известковистый барит. Несомненны генетические связи и между глазковыми, полосатыми и мраморовидными известняками. Белые полосы в строматолитоподобных известняках ничем не отличаются от мощных пластов мраморовидных известняков и от белых кальцитовых «глазков». Сгущивание последних образует пятнистые известняки, постепенно переходящие в однородные мраморовидные известняки. Изотопные исследования показывают, что углерод белых мраморовидных известняков и глазков имеет аномально легкий состав:  $\delta^{13}\text{C}$  доходит до  $-20\%$ , что характерно только для эндогенного углерода.

Скорость накопления серпуховских карбонатов была значительно выше средних скоростей глубоководной кремнисто-карбонатной седиментации. Поэтому карбонатную серпуховскую пачку можно считать как бы своеобразным аллохтонным образованием в толеровой формации.

Позднюю стадию формирования толеровой формации определяло резкое преобладание кремнистого осадконакопления с периодическим отложением аллохтонных карбонатных турбидитов, местами включающих обломки черносланцевого субстрата.

На заключительном этапе преобладали глинистые осадки (как показывает литохимический анализ, почти всегда с заметной кремнистой примесью).

Литохимическая характеристика и ж н е в и з е й с к и х отложений основана на анализах 49 проб, из которых 13 уже представляли собой средние составы (наши сборные пробы). В этой совокупности анализов удастся выделить 14 средних составов (кластеры I—VIII и 5 сборных проб) и 10 индивидуальных (табл. 20, рис. 23).

Кластеры I, II, IV и сб. пр. Ка-5Е, 17И представляют гипер- и суперсилиты — фтаниты и черные кремнистые сланцы. Это очень своеобразные породы, которые мы называли в поле «визейские фтаниты». В отличие от черных турнейских плитняков с матовым блеском и полураковистым изломом эти породы толстоплитчатые, с поверхности бурые, трещиноватые, часто рыхлые и создают впечатление сильноглинистых. На самом деле, как показывает анализ, это впечатление обманчиво. Столь же

Химический состав отложений  $C_1^{-1}$  ( $= C_1V_1$ ), мас. %

Компоненты, модули	Средние составы												
	I	Ка-17И	II	III	Ка-5Е	IV	V	Хэ-5А	Ка-17Л	VI	VII	VIII	Ка-5В
SiO <sub>2</sub>	84.01	75.70	84.79	73.42	87.53	91.92	77.51	64.81	73.37	69.47	12.38	28.03	60.69
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.06	0.15	0.14	0.08	0.13	0.10	0.13	0.29	1.08	0.05	0.03	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.49	1.17	2.89	2.71	1.23	1.03	4.67	3.62	6.21	12.79	1.44	0.71	15.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.04	1.15	0.81	1.87	0.52	1.22	1.77	5.15	2.95	1.76	4.45	1.67	1.92
FeO	0.65		0.42	0.83	2.44	0.18	2.09			0.81	0.63		5.09
MnO	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.04	0.03	0.05	0.04	0.80
MgO	0.25	0.34	0.61	0.59	0.01	0.51	0.30	2.32	1.18	2.10	0.45	0.40	3.40
CaO	1.85	9.68	1.16	7.51	0.68	0.90	1.94	9.74	3.66	0.15	44.66	35.74	1.04
Na <sub>2</sub> O	0.05	—	0.04	0.28	0.10	0.05	0.04	0.32	0.92	0.81	0.24	0.26	2.30
K <sub>2</sub> O	0.25	0.14	0.59	0.45	0.26	0.40	0.61	0.50	1.14	3.51	0.15	0.12	2.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.02	0.07	0.25	1.58	0.06	0.03	1.65	0.15	0.17	0.08	25.23	21.45	0.15
BaO	1.30		0.46	0.14		0.01	0.73		0.02	0.01		0.01	0.01
SO <sub>3</sub>	0.11		0.12					0.046					
F	0.08			0.09			0.10					1.33	
П. п. п.	7.73	11.05	7.89	8.99	0.01		9.36	13.57	7.13	3.12	10.59	3.94	4.69
Сумма	98.94	99.37	98.90	98.52			98.19	100.36	97.08		98.32		97.98
H <sub>2</sub> O	2.96	0.32	1.04	2.35	0.30	2.67	3.54	2.32	0.93	5.20	1.58	0.37	0.27
CO <sub>2</sub>	0.37	7.21	0.45	3.50	0.06	0.02	0.28	3.56	1.89	0.11	(10.95)	2.13	0.32
S	0.70	0.27	0.59	1.43	0.09	0.19	0.86	0.08	1.56	0.47		1.25	0.31
C <sub>орг</sub>	4.44	4.36	6.23	3.36	7.19	2.86	5.02	7.02	3.28	2.07	2.03	3.56	2.16
ГМ	0.05	0.03	0.05	0.08	0.05	0.03	0.11	0.14	0.13	0.24	0.38	0.09	0.38
ТМ	0.019	0.051	0.051	0.046	0.065	0.147	0.017	0.036	0.047	0.087	0.031	0.050	0.056
ЖМ	0.77	0.94	0.48	1.03	2.77	1.17	1.09	1.38	0.46	0.19	1.84	2.26	0.44
HKM	0.13	0.12	0.22	0.27	0.29	0.43	0.14	0.23	0.33	0.34	0.27	0.54	0.29
ФМ	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.12	0.06	0.07	0.24	0.08	0.17
ЩМ	0.25	—	0.11	0.60	0.38	0.15	0.08	0.64	0.81	0.26	5.01	2.10	1.03
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.30	0.14	0.63	0.73	0.36	0.44	0.66	0.82	2.06	4.31	0.38	0.39	4.54
n	8	1	9	3	1	3	5	1	1	2	2	2	1



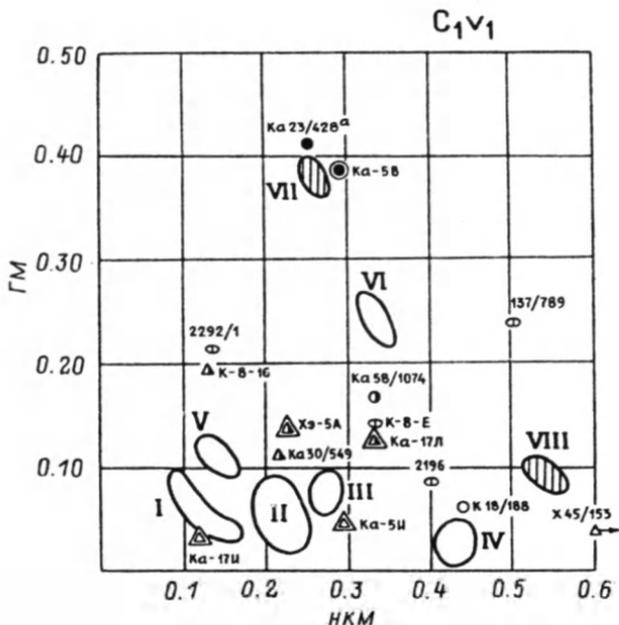


Рис. 23. Модульная диаграмма НКМ—ГМ для нижневизейских отложений.

обманчива и макроскопическая «углистая» черных сланцев; таковы породы из района руч. Гермес (сб. пр. Ка-5Е). Как правило, в породах много пирита, вплоть до образования горизонтов, содержащих обильные пиритовые конкреции с элементами зональности (рис. 24). Наконец, еще одной яркой макрохарактеристикой нижневизейских силитов является богатая сульфанитовая минерализация в кварц-кальцитовых прожилках, что отражает ванадиенность вмещающих пород. Кроме того, визейским отложениям свойственны мощные аномалии Ва и Р. Некоторые разновидности нижневизейских силитов сильнокарбонатны (в составе сб. пр. Ка-17И не менее 15—17 % кальцита). Вследствие низкой глинистости и сильной пиритизации (когда пиритное железо становится уже заметным породообразующим компонентом) почти для всех этих пород характерна гипержелезистость<sup>16</sup> (ЖМ 0.77—2.77). Наименее щелочные породы кл. I (НКМ = 0.13) — гипотитанистые, а наиболее щелочные и кремнистые (НКМ 0.43, ГМ 0.03), наоборот, гипертитанистые (кл. IV, ТМ 0.147). Впрочем, надо иметь в виду, что при столь низких содержаниях  $TiO_2$  (<0.1 %) на величину ТМ уже могут влиять и аналитические погрешности определения титана. Заслуживает внимания несколько повышенное значение ЦМ в кл. III: 0.60 против 0.11—0.38 в других группах; данные породы выделяются и самыми высокими содержаниями фосфора. Как мы

<sup>16</sup> Обращаем внимание читателя на то, что природа гипержелезистости этих пород иная, нежели пород Д<sub>3</sub>—С<sub>1</sub>, где она вызывалась накоплением в осадке окислов железа, а не сульфидов (с возможным переходом части  $Fe^{3+}$  в диагенезе в карбонатное железо  $Fe^{2+}$ ).



Рис. 24. Зональные пирит-фосфатные конкреции в углеродистых сланцах нижнего визе. Река Кара, левый берег, 0,2 км выше устья р. М. Серью.

увидим далее, при убогом общем содержании щелочей повышенная натровость является особенностью визейских фосфоритов.

Породы кл. V квалифицируются как гипотитанистые нормосилиты (ГМ 0.11), тоже гипержелезистые (ЖМ 1.38) вследствие сильной пиритизации. Отмечается сильное накопление бария и фосфора, хотя последнее и не сопровождается аномалией ЩМ.

Породы, представленные сб. пр. Хэ-5А,— это типовые «визейские фтаниты», выходящие в приустьевой части р. Хенгурью. Интересно, что эти сильноуглеродистые породы содержат аномально много СаО — гораздо больше, чем нужно для связывания в карбонат; однако и низкие

содержания  $P_2O_5$ , не позволяют «спрятать» этот кальций в фосфат. Вопрос остался открытым (в числе возможных альтернатив — присутствие Са-цеолитов, но, скорее, все-таки ошибка в определении либо  $CO_2$ , либо  $P_2O_5$ ).

«Углистые» сланцы, выходящие на р. Каре ниже устья р. Серью (сб. пр. Ка-17Л) содержат меньше  $C_{орг}$ , чем описанные выше фтаниты, но в них присутствует ощутимая примесь глинистого вещества.

Миосилиты и нормосилиты (кл. VI и сб. пр. Ка-5В) отвечают кремнисто-глинистым и глинистым сланцам с ощутимой примесью  $MgO$  (хлорит), вынуждающей квалифицировать состав сб. пр. Ка-5В как псевдосилит ( $MgO = 3.40\%$ ). Близость этой точки к точке заведомого туффоида (Ка23/428а), несмотря на большую разницу в содержании железа и алюминия, заставляет предполагать присутствие в породах сб. пр. Ка-5В примеси пирокластики. Видимо, эти породы можно трактовать как кремнистые туффоиды. Наконец, кластеры VII и VIII отвечают средним составам фосфоритов, соответственно менее и более кремнистых. Кроме того, фосфориты кл. VII и более карбонатны. Характерны гипержелезистость (ЖМ 1.84—2.26), повышенная нормированная щелочность более кремнистых фосфоритов (НКМ 0.54) и в особенности — экстремально высокая натровость тех и других (ЩМ 2.10—5.01) при очень низком содержании щелочей (0.38—0.39 %).

Индивидуальные составы нижневизейских пород по параметрам ГМ или НКМ выскакивают за пределы описанных выше кластеров. Два из них — это черные сланцы-нормосилиты, в том числе фосфатоносный (К-8-16) и ванадиеносный, сильноуглеродистый (Ка30/549, р. Кара, район руч. Гермес), и два — окремненные известняки (Ка58/1074 и К18/188, последний из кол. Г. Ф. Семенова). Из них особенно замечателен первый (р. Кара, выше устья М. Серью) — углеродистая карбонатно-кремнистая порода с аномалиями не только по фосфору, цинку, никелю, мышьяку, золоту, но и по марганцу (1.36 %  $MnO$ ). Вообще, в целом для нижневизейской толщи аномалии по  $Mn$  не характерны; можно думать, что накопление  $Mn$  — это особенность базальной ее пачки, поблизости от контакта с турнейскими слоями.

Особое положение занимает гиперщелочной гиперсилит (обр. Х45/153) с р. Хейяха (НКМ 1.23), который одновременно и гипертитанистый (ТМ 0.385). Практическое отсутствие в породе глинистого вещества наряду с мощной пиритизацией ( $S = 1.25\%$ ) обуславливает «ураганное» значение железного модуля (ЖМ = 19.06).

Как и в отложениях путюской свиты  $D_3^1$ , в визейской толще иногда встречаются контрастирующие с черносланцевой толщей прослои светлых глинистых пород. Один из таких прослоев мощностью 2—3 см был опробован на руч. Гермес (обр. Ка 23/428а). В его составе обращают на себя внимание высокое содержание глинозема (соответственно высокий  $AM = 0.37$ , значительно превышающий ортоклазовую норму 0.27), огромное количество воды (даже если бы весь К входил в мусковит, в породе было бы не более 2 % воды), ощутимые количества  $MgO$  и сильная аномалия по барью. На рентгенограмме фиксируется мощный рефлекс 3.18 Å, который в данном случае не может принадлежать только полевым шпатам: содержание альбита ограничено количеством  $Na_2O$ , а существен-

ного количества калишпата не может быть вследствие невысокого значения КМ (0.18) и уже отмеченного высокого АМ. Все это заставляет допускать присутствие в породе значительного количества цеолитов типа филлипсита и натролита, а также примеси хлорита (может быть, также монтмориллонита?), гидрослюда и не менее 1 % барита. Таким образом, мы имеем дело с явным туффоидом.

Все остальные индивидуальные составы представляют собою фосфоритовые конкреции с разным содержанием кремнистой матрицы, с переменными содержаниями карбоната и пирита, а также, по-видимому, аутигенного альбита(?), о чем можно судить по данным рентгеновского анализа. Эти колебания состава конкреций приводят к рассеянию точек на модульной диаграмме ГМ—НКМ. Однако отметим, что большинство составов имеет повышенную натровость (ЩМ 0.63—2.00). Приходится допускать, что в фосфатном диагенезе натрий был подвижен, возможно в форме какого-то фосфата [57].

Статистическая обработка 21 фазового «карбонатного» анализа отложений нижнего визе позволяет выделить 6 средних составов (кл. I—V и сб. пр. Ка-10Ц) и 10 индивидуальных (табл. 21, рис. 25). В числе последних как пластообразные известняки, так и «бомбы»-мегаконкреции (Ка36/609, Ка49/779), фосфорит (Ка49/793), будинированный кремнисто-карбонатный конкреоид (Ка67/1194), конкреции с обильным пиритом (Ка58/1067). Как видно из рис. 25, все средние составы нижневизейских карбонатов относятся к Са-классу, в том числе и конкреционные (кл. IV), с величиной параметра F, не превышающей 2 %. Даже наиболее магниевый и железистый состав кл. V ( $MgO = 1.67\%$ ) имеет параметры F и M всего лишь 1.3 и 5 % соответственно.

Все образцы с несколько повышенной железистостью или марганцовистостью представляют собой конкреции или конкреоиды, а также жильные карбонаты (обр. Ка58/1057). Впрочем, как мы уже отмечали, в основании нижневизейской толщи, по-видимому, имеется небольшой Мп-горизонт, о чем можно судить по анализу тонкослоистого известняка обр. Ка59/1081, представляющего собой обломок в серпуховской брекчии ( $MnO = 1.35\%$ ). Отметим также, что накопление Мп и Fe в черном «углистом» известняке обр. Ка58/1074 сопровождается некоторым накоплением фосфора ( $P_2O_5, 0.4\%$ ). Дефицит суммы в некоторых анализах следует отнести на счет неопределявшегося  $Fe_2O_3$ .

Забегая вперед, отметим, что на рис. 25 и в табл. 21 для сравнения показаны также 4 средних состава «оксидных» карбонатов. Как видим, только один из них (кл. В) можно считать индивидуализированным, прочие или совпадают, или очень близки к составам нижневизейских карбонатов. Таким образом, по фазовому составу карбонатные породы  $C_{1V_1}$  и  $C_{2V_2}$  практически одинаковы.

Геохимическое поле элементов-примесей нижневизейской толщи представляет собой настоящий геохимический феномен даже на фоне далеко не ординарных других черносланцевых толщ Пай-Хоя. Отличительными чертами этого феномена можно считать следующие.

а) Очень высокий уровень содержаний  $C_{ор}$ , когда цифры 5—7 % являются рядовыми.

б) Богатейший спектр «профилирующих» элементов-примесей: фос-

## Фазовый химический состав нижневизейских и «окских» отложений, мас. %

Компоненты, показатели	Отложения C <sub>1</sub> V <sub>1</sub>									
	I	II	III	IV	V	Ka10Ц	Ka58 1075	137 775	Ka81 1392	Ka36 609
H. o.	14.49	10.21	35.92	4.26	34.96	46.68	15.74	60.38	67.12	25.44
CO <sub>2</sub>	37.48	38.80	27.15	42.48	27.12	20.66	36.72	13.62	10.34	31.33
CaO	47.01	48.37	33.33	51.50	31.91	24.91	44.34	19.03	15.01	37.28
MgO	0.24	0.70	0.47	1.21	1.67	0.44	0.63	0.46	0.05	1.02
MnO	0.04	0.06	0.07	0.16	0.06	0.05	1.40	0.01	0.04	0.79
FeO	0.15	0.25	0.30	0.36	0.40	0.49	0.07	0.86	0.86	1.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.03			He опр.		0.22	He	опр.	0.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.13	0.41	0.10	0.14	0.01	0.03	0.15	0.08
Сумма	99.43	98.43	97.36	100.37	96.20		99.13	94.39	93.57	98.08
M	0.49	1.41	1.39	2.26	5.04		1.36	2.26	0.31	2.49
F	0.40	0.62	1.06	0.97	1.28		3.17	4.27	5.64	6.56
n	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1

фор, сера, барий, ванадий, цинк, кадмий, медь, серебро, мышьяк, сурьма, селен, ртуть, уран, иногда также золото и платина(!).

в) Исключительная контрастность аномального геохимического поля, вызванная повсеместным проявлением эпигенетических процессов выщелачивания, миграции и переотложения породообразующих и примесных компонентов. Пористые выщелоченные породы и их парагенетические спутники (ОПП — облегченные пористые породы, ТБ — тектонические брекчии, МТБ — минерализованные тектонические брекчии) — характерная особенность почти всех нижневизейских разрезов.

г) Мощное развитие гидротермального процесса (возможно, обуславливающее и выщелачивание вмещающих пород) — формирование обильной жильной минерализации, зеркально отражающей геохимическое поле вмещающих пород: кварц, кальцит, сульванит, сфалерит, антракосолит и другие минералы, детально изучавшиеся в свое время Н. П. Юшкиным и его учениками [147].

д) Наконец, усложнение геохимического поля, вызванное наложением на сильно раздробленные, минерализованные черные сланцы мощных гипергенных процессов, с формированием разнообразных охр, водных сульфатов и фосфатов, углистых сыпучек, самородной серы и пр., часто с резкими геохимическими аномалиями.

С учетом сказанного нужно иметь в виду, что средние данные, представленные в табл. 22, дают неполную и не вполне представительную картину.

Даже при большом усреднении (по серии сборных проб) содержания органического углерода остаются высокими, а по отдельным сборным пробам нередко превышают 6 % (Ka-5E, 17Ж, Xэ-5A), достигая наивысшего уровня в ОПП — в коксоподобных, относительно прочных либо в рыхлых, сыпучих<sup>17</sup>. Здесь концентрирование C<sub>орг</sub> происходит за

<sup>17</sup> Подробнее об этих замечательных образованиях см. в специальном разделе 2.4 этой книги.

Таблица 21 (продолжение)

Компоненты, показатели	Отложения $C_1V_1$						Отложения $C_1ok$			
	Ка58 1074	Ка59 1081	Ка58 1067	Ка49 779	Ка49 793	Ка67 1194	Ка-10Е	Ка-10Ч	А	В
Н. о.	57.66	37.38	52.30	4.24	12.90	83.12	5.16	35.54	6.11	19.74
CO <sub>2</sub>	15.71	24.42	12.48	40.66	4.29	4.69	41.82	28.05	40.89	35.70
CaO	16.17	26.32	14.75	52.85	43.70	4.20	50.83	33.62	51.29	42.19
MgO	2.05	0.78	0.88	0.17	0.15	0.42	0.78	0.64	0.26	1.57
MnO	1.35	2.12	0.03	0.15	0.03	0.11	0.07	0.09	0.07	0.11
FeO	0.23	1.58	4.25	0.65	0.86	3.07	0.09	0.58	0.10	0.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.45			He опр.		2.73	He опр.		0.04	He опр.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.10	0.09	0.10	14.12	0.10	0.01	0.04	0.02	0.08
Сумма	96.04	92.70	84.78	98.82	76.05	98.44	98.76	98.56	98.74	99.75
М	10.35	2.53	4.42	0.32	0.34	5.38	1.51	1.83	0.50	3.53
F	7.98	12.01	21.50	1.49	1.99	40.77	0.31	1.92	0.33	1.11
n	1	1	1	1	1	1	1	1	10	2

счет выноса части минеральной матрицы — карбонатных, фосфатных, сульфидных, а также, почти несомненно, и силикатных ее компонентов. Поскольку содержания  $C_{opg}$  в таких породах достигают 13 % (обр. Ка58/1065, правый берег р. Кары выше устья М. Серью) при фоновых на уровне 5—7 %, обогащение может достигать двукратного значения, причем пористость таких пород составляет 30 % и более [129, с. 879]. Это значит, что из породы могло быть вынесено до 1/2 ее первоначальной массы.

Фосфор помимо круглых фосфоритовых конкреций, буквально переполняющих тонкие прослой черных сланцев, дает также геохимические аномалии, превышающие 1 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Однако самые мощные аномалии (более 3 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) отмечаются в комплексе выщелоченных пород: ОПП, ТБ и МТБ. Например, в гнезде белой пластичной глины с кварцевой крошкой, налетами серы и бурых охр, сопровождающем зону сильнейшей гидротермальной (и гипергенной?) проработки (обр. Ка31/568, левый берег р. Кары выше устья руч. Ярейяха, Ахилл), обнаружено 4.85 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Как видно из работ Н. П. Юшкина [147] и А. А. Иевлева [39, 46], в действительности «охры» могут быть разнообразными алюмо- и железо-фосфатами, сульфатами и сульфато-фосфатами, а также и редкими, в том числе ванадийсодержащими, барийсодержащими и пр.

Барий весьма характерен для толщи  $C_1^{-1}$ , что видно даже по средним данным табл. 21 и 22. В отдельных пробах содержания могут превышать 1 %; например, в обр. Ка51/868 содержание Ba достигает 1.68 % (листоватый углисто-кремнистый сланец, прослой мощностью 0.15 м, правый берег р. Силоваяха в ее устье). Чаще всего аномалии Ba отмечаются в силицитах, но встречались и в карбонатах, например 1800 г/т Ba в окремненном известняке обр. Ка36/606 (левый берег р. Кары, ниже устья руч. Гермес). Подобно фосфору, барий нередко дает мощные эпигенетические аномалии в ОПП или МТБ. Например, в обр. Ка42/702 (правый берег р. Кары ниже устья р. Силоваяха), взятom из пластовой зоны МТБ

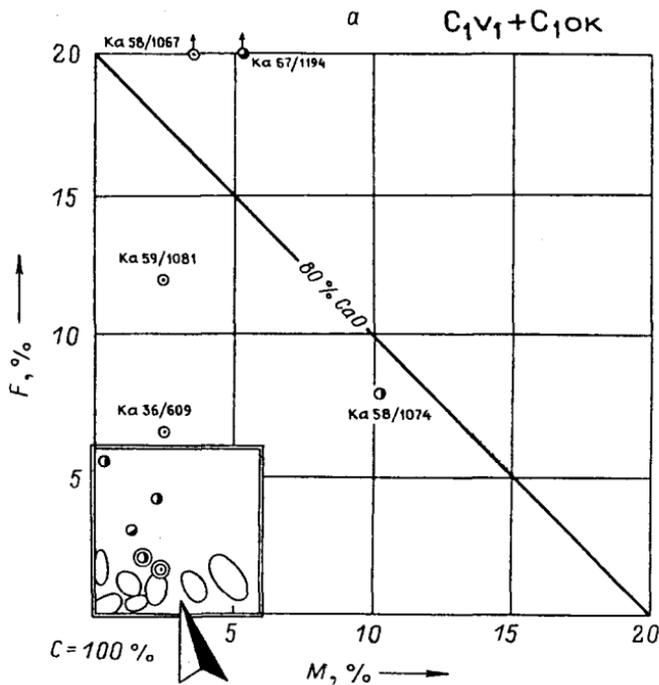


Рис. 25. Фазовый состав отложений нижнего—среднего высе (а) и его детализация (б).

Средние содержания элементов-примесей в отложениях  $C_1^{2-1}$ , г/т

Выборки	n	С <sub>орг</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Sr	F	Sc	As	U	Pb	Rb	Th	Hg	В
		%													
Фтаныты и кремнистые сланцы:															
сборные пробы	8	4.95	0.16	0.23	1570	42	420	19	(29)	2.8		11	1.1	0.41	33
аномальные пробы	16	5.19	1.03	0.87	5600	280		20	38	3.0	6.0	10	2.0	0.45	47
Глинисто-кремнистые сланцы:															
сборная проба	1	3.28	0.17	1.56	180	59	260	22		4.4		32	2.7	0.025	75
аномальные пробы	8	7.50	0.57	(0.22)	(8100)	300	(170)	23	23	3.5		32	2.0	0.23	40
Кремнисто-глинистые сланцы:															
сборная проба	1	1.89	0.07	0.41	5	21	250	4		3.5		115	7.7		280
аномальные пробы	4	4.59	(0.08)	(0.53)		40		40	31	4.5	6	50	1.8	0.34	(110)
Глинистые сланцы:															
сборная проба	1	2.30	0.15	0.31	5	55	180	4		2.6		72	6.3	0.06	210
аномальные пробы	2	(0.30)	(0.69)		7200	29	(570)	37	(140)	(10)	3.7	(50)	5.0	0.36	(260)
Карбонатные породы:															
сборные пробы	6	2.24	0.09			360	240	10		3.0		4.8	1.2	0.14	11

мощностью 0.10—0.15 м, с обохренными кварцевыми прожилками толщиной до 1.0—1.5 см, обнаружено 1.2 % Ва.

Сингенетичное накопление серы обязано мощным процессам диагенетической пиритизации, а также присутствию барита. Замечательной особенностью силитов и карбонатолитов нижнего визе в районе Сульванитового Лога (левый берег р. Кары около руч. Ярейяха (Ахилл), а также по руч. Пяяха (Гермес) является присутствие сероводорода в породах и особенно в гидротермальных жилах, которые выделяют его при раскалывании. На руч. Гермес выше водопада нами наблюдались сероводородные ключи и сопровождающий их по течению ручья характерный шлейф осадков с гидротроилитом и серой. Заметим, что на всем Печорском Урале окклюдированный сероводород встречается только в одной толще — в так называемых (по В. А. Варсановьевой) «восточных фациях» силура, представленных черными брекчиевидными доломитами. Возможно, что сероводород в толще нижнего визе — эпигенетический, связанный с катагенным превращением серосодержащего органического вещества: такое объяснение предлагалось нами для черных доломитов силура [108, с. 65—66]. Однако в данном случае нельзя исключить и более сильной гипотезы: о сероводородном заражении нижневизейского морского бассейна. Во всяком случае, с этой идеей хорошо согласуется накопление в черных сланцах большой группы элементов-тиофилов, а также ванадия [128].

Наиболее мощные аномалии серы встречаются в эпигенетически измененных породах типа ОПП. Например, в обр. Ка52/898, представляющем ОПП из эффектной «Черной Скалы» — блока радиоактивных коксоподобных пород на правом берегу р. Кары, в «участке Карских радиоактивных аномалий» (по А. С. Микляеву), обнаружено 2.42 %  $S_{\text{общ}}$  при полном отсутствии каких-либо видимых сульфидов. Это не должно показаться удивительным, если принять во внимание мощные процессы сернокислотного выветривания, детально описанные здесь Н. П. Юшкиным, с формированием даже в современной арктической зоне замечательных железо-алюмо-сульфато-фосфатных золь и гелей [147, 154].

Стронций в карбонатах нижнего визе присутствует в околотларковых содержаниях (360 г/т), но в черных сланцах-силитах иногда дает всплески на уровне 100—300 г/т и даже выше, при фоновых, не превышающих 20—50 г/т. Такие аномалии связаны обычно с присутствием фосфата кальция, но в некоторых случаях (например, обр. из ОПП Ка52/701 — 1000 г/т Sr), при аномалиях бария и серы, логично допускать присутствие целестина или баритоцелестина как концентраторов стронция.

Аномалии по фтору несомненно отчасти связаны с присутствием франколита и высокими содержаниями  $C_{\text{орг}}$ . Однако наличие аномалий F (800—900 г/т) в породах без особого накопления  $P_2O_5$  и (или)  $C_{\text{орг}}$  заставляет допускать и какие-то иные формы фтора, кроме  $F_{\text{фосф}}$  и  $F_{\text{орг}}$ . Возможно, таковыми являются аутигенные гидрослюды (менее вероятен флюорит, поскольку зоны эпигенетического выщелачивания обычно бескарбонатны).

Содержания мышьяка, сурьмы, селена, ртути, цинка, кадмия, меди, серебра, ванадия и молибдена повышены прежде всего в черных сланцах с обильной гидротермальной сульфидной мине-

рализацией. В данном случае более или менее очевидно, что аномалии перечисленных элементов не являются первичными ореолами возле рудных жил, а, наоборот, жилы заимствовали свой материал из вмещающих пород. Такого же мнения держится и Н. П. Юшкин, изучавший жильную минерализацию этого региона [147]. При этом если мышьяк, селен и ртуть являются элементами «проходными» (как мы видели, они характерны и для толщи яшмоидов  $D_3^2$ , и отчасти для черных сланцев  $C_1^1$ ), то наличие сурьмы, ванадия, цинка (и особенно его спутника кадмия), молибдена и отчасти серебра — это характерный геохимический признак именно нижневизейских отложений. В результате такой «геохимической специализации» толщи среди жильной минерализации совершенно обычными минералами оказываются такие редкие сульфиды, как сульванит и высококадмиевый сфалерит [147]. Поскольку все перечисленные элементы (и даже отчасти ванадий) являются не только органифилами, но и тиофилами, то накопление их именно в нижневизейской толще, по-видимому, связано с режимом сероводородного заражения при формировании углеродистых осадков.

Несомненно, что целый ряд из перечисленных элементов в неизменных черных сланцах тесно ассоциирует с фосфоритами — либо с самим фосфатным веществом, либо с содержащимися в них сульфидами или ОВ. Вследствие этого все перечисленные элементы могут давать мощные аномалии в зонах ОПП—ТБ—МТБ, связанных с выщелачиванием фосфоритов. Например, в обр. Ка49/782, взятом из средней части пластовой зоны ОПП общей мощностью до 2 м, интенсивнейшая аномалия As (1000 г/т) сопровождается сильной аномалией Sb (100 г/т), а также накоплением фосфора, бария и серебра. Ассоциация аномалий мышьяка и селена с зонами обохривания в МТБ позволяет допускать присутствие арсенатов и селенатов, а также, конечно, вероятность сорбированных форм As, Sb, Hg, Se на гидроокислах Fe.

Иногда в этих охристых зонах появляются и небольшие аномалии б о р а (до 670 г/т), вероятно также сорбционной природы: можно допускать, что В, выщелоченный из ОВ или из растворяемого при сернокислотном выветривании глинистого вещества, вторично накапливался на возникающем гидроокисном барьере.

Столь же характерны для зон ОПП—ТБ—МТБ и резкие аномалии у р а н а, достигающие, по данным нашего опробования, 59 г/т в породах уже отмеченной выше Черной Скалы (обр. Ка52/898) при фоновых, в неизменных черных сланцах, не превышающих 3—5 г/т (но в фосфоритовых конкрециях больше — 20—30 г/т). Такие зоны с мобилизованным и переотложенным ураном легко опознаются в поле по повышенной гамма-активности: до 70 мкр/ч при фоне 10—15. В пробах с аномалиями урана обнаружены и повышенные содержания радия, достигающие  $20 \cdot 10^{-6}$  г/т (по анализам в лаборатории А. И. Таскаева).

Четыре монофракции пирита, выделенные из нижневизейских слоев, показали довольно высокое содержание Cu (150—220 г/т) и сильное накопление цинка (до 750 г/т) при умеренном содержании As (100—130 г/т) и заметном содержании Ag (1—2 г/т). В общем это согласуется с Cu-Zn «специализацией» этой толщи (сульванит, сфалерит, редкие сульфосоли с Ag и Ge).

Литохимическая характеристика окских и серпуховских отложений основана на 22 силикатных анализах, из которых 3 уже представляли средние составы (сборные пробы). По этим данным удается выделить 5 средних составов (кластеры I—IV и сб. пр. Ка-15В) и 12 индивидуальных (табл. 23, рис. 26). Кажется, впрочем, что составы серпуховских карбонатов тоже можно объединить в 1—2 кластера, как это напрашивается при рассмотрении рис. 26. Однако эта процедура может быть оспорена вследствие заметной разницы состава карбонатного вещества этих пород и разного содержания в них нерастворимого остатка, что делает сомнительным «насильственное» усреднение составов.

Окские отложения представлены кл. I и сб. пр. Ка-15В. Первые — это черные сланцы-суперсилиты, содержащие до 20 % глинистого вещества (в составе которого есть хлорит), с высоким содержанием сульфидной серы. Вторые — карбонатные кремни-гиперсилиты с ничтожной глинистой примесью. Это столь типичные для окской толщи полосовидные прослойки седиментационно-диагенетических кремней, карбонатность которых зависит от степени окремнения; в среднем в них около 16 % карбоната, представленного кальцитом.

Серпуховские средние составы представляют гиперсилиты (кл. II, IV) и суперсилиты (кл. III), причем последние — это черные сланцы-радиоляриты, сходные с окскими, но более магнезиальные и содержащие барий. Карбонатсодержащие гиперсилиты кл. IV также отчасти сходны с окскими (13—15 % карбоната), но они бариеносные и гипертитанистые (ГМ 0.176). Вероятно, менее щелочные (НКМ 0.14) и нормотитанистые (ГМ 0.046) гиперсилиты кл. II — это седиментодиагенетические образования, а более щелочные (НКМ 0.30) гиперсилиты кл. IV — существенно седиментационные.

Индивидуальные составы в табл. 23 и на рис. 26 представляют только серпуховскую толщу. Среди них мы находим черные сланцы-суперсилиты с ошугимой глинистой примесью, в которой есть и хлорит (обр. Ка28/533), седиментационно-диагенетические кремни-гиперсилиты (обр. 141/191, 9/150) и такие же породы, но карбонатсодержащие (125/114) и гипержелезистые сильнокремнистые известняки (обр. 114/161). Особое положение занимают последние 5 составов в табл. 23 (на рис. 26 они выделяются повышенными значениями ГМ). Карбонатное вещество этих пород либо известковое (обр. 39/607), либо чаще доломитистое (остальные) и составляет в последних 25—30 % от породы. Характерны необыкновенно мощные накопления серы, удивительные для светлоокрашенных пород (глобулярный мелкий пирит), сильные накопления Ва и (или) Sr, невыдержанные соотношения щелочей (ЩМ от 0.14 до 4.83), сравнительно повышенное их содержание (до 3.7 %) при относительно повышенных содержаниях глинозема (до 12.6 %) и железа (до 6.6 %). Очевидно присутствие в этих породах не кремнистого вещества, а силикатов, что и обуславливает значения ГМ, отвечающие сиаллитам, а не силитам (до 0.44). *Все перечисленные признаки в совокупности позволяют считать эти породы туффоидами.*

Статистическая обработка 64 фазовых «карбонатных» анализов серпуховских отложений позволяет выделить 9 средних составов (кл. I—VIII и сб. пр. Ка-10Ф) и 10 индивидуальных (табл. 24, рис. 27 и 27, а).





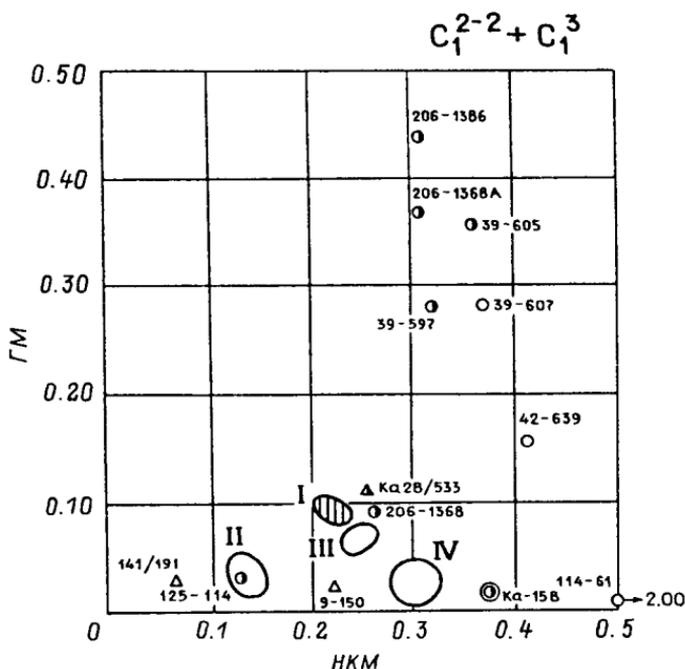


Рис. 26. Модульная диаграмма НКМ—ГМ для оксо-серпуховских отложений.

Картина расположения полей и точек фазовых составов на треугольнике FCM отличается исключительным своеобразием. Во-первых, большинство составов характеризуется крайне низкими содержаниями FeO и MnO — вследствие этого поля кластеров как бы прижаты к оси M. Во-вторых, отмечается резкая дифференциация составов: с одной стороны, чистые известняки, поле которых ограничено очень тесными рамками  $F < 0.4$  и  $M < 1.5$ , с другой — почти непрерывная серия доломитовых известняков и доломитов: кл. VIa, б, VII, VIII, причем два последних попадают уже в поле Mg-Ca класса на треугольнике FCM. В-третьих, серпуховские породы выделяются во всем разрезе своей чистотой — низкой долей кремнистой примеси. Очень интересны индивидуальные составы. Как видно, карбонатная фаза пластовых баритов отличается от вмещающих известняков несколько повышенным значением параметра F (~ 1 против 0.2—0.3 в большинстве средних составов). В рассланцованном сильнодоломитовом кремнистом известняке с флюоритом (обр. Ка58/1008) неожиданно обнаружена аномалия по фосфору (2.24 %  $P_2O_5$ ), к сожалению ближе не исследованная. Поразительным своеобразием отличается состав сильно лимонитизированных сульфидно-карбонатных прожилков (обр. Ка52/897) на участке «карских радиоактивных аномалий». Эти прожилки сложены Fe-Zn родохрозитом (отсюда и высокое содержание MnO и FeO: 15.0 и 5.9 % соответственно), пиритом, баритом, кальцитом, кварцем, лимонитом; в них присутствует какой-то фосфат ( $P_2O_5$  4.4 %!) и отмечаются мощнейшие аномалии урана (84 г/т), цинка

## Фазовый химический состав серпуховских отложений, мае. %

Компоненты, показатели	I	II	III	IV	V	Ка-10Ф	VIa
H. о.	1.97	9.58	4.49	9.63	7.38	10.90	7.38
CO <sub>2</sub>	42.60	38.52	41.00	39.13	40.00	39.80	40.88
CaO	53.99	50.17	52.78	49.45	50.84	47.11	46.90
MgO	0.06	0.16	0.30	0.45	0.60	0.61	3.56
MnO	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.07	0.05
FeO	0.09	0.06	0.08	0.14	0.04	0.09	0.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10			He опр.			0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.02	0.03	0.12	0.08	0.01	0.06
Сумма	98.85	98.52	98.70	98.95	98.97	97.69	98.91
M	0.11	0.31	0.57	0.90	1.17	1.27	7.13
F	0.24	0.16	0.21	0.34	0.12	0.33	0.24
n	2	6	7	3	3	1	19

Таблица 24 (продолжение)

Компоненты, показатели	VIб	VII	VIII	Ка81 1387	Ка38 621	Ка69 1243	Ка81 1388
H. о.	1.79	2.58	16.86	6.34	54.70	62.42	15.16
CO <sub>2</sub>	43.97	44.59	39.22	40.80	18.33	14.96	31.02
CaO	43.20	36.39	25.97	51.70	23.01	19.57	40.89
MgO	9.35	15.02	16.82	0.15	0.16	0.22	0.93
MnO	0.03	0.03	0.06	0.02	0.02	0.03	0.04
FeO	0.09	0.11	0.16	0.57	0.20	0.28	0.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	0.18	0.36	He опр.	ВаО=39.58	He опр.	ВаО=0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.02	0.07	0.03	0.01	0.01	0.07
Сумма	98.47	98.78	99.40	99.61	96.43	97.49	88.97
M	17.73	29.10	39.29	0.29	0.68	1.09	2.18
F	0.22	0.26	0.51	1.13	0.94	1.54	2.11
n	6	4	3	1	1	1	1

Таблица 24 (продолжение)

Компоненты, показатели	Ка30 521	Ка40 667	Ка52* 897	141 187	Ка58 1008	142a 221
H. о.	63.90	49.04	3.87	63.32	32.98	1.10
CO <sub>2</sub>	15.64	21.98	20.90	16.74	26.84	46.55
CaO	16.31	25.43	13.73	11.78	23.49	31.34
MgO	1.61	1.80	1.91	6.72	10.45	19.35
MnO	0.40	0.06	15.00	0.02	0.05	0.07
FeO	0.56	2.36	5.92	0.43	0.05	0.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20		He опр.		ВаО=0.82	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.02	4.40	0.23	2.24	0.01
Сумма	98.66	100.69	65.73	99.24	96.10	98.85
M	8.69	6.07	5.22	35.46	30.70	37.96
F	3.24	8.16	57.22	2.37	0.29	0.57
n	1	1	1	1	1	1

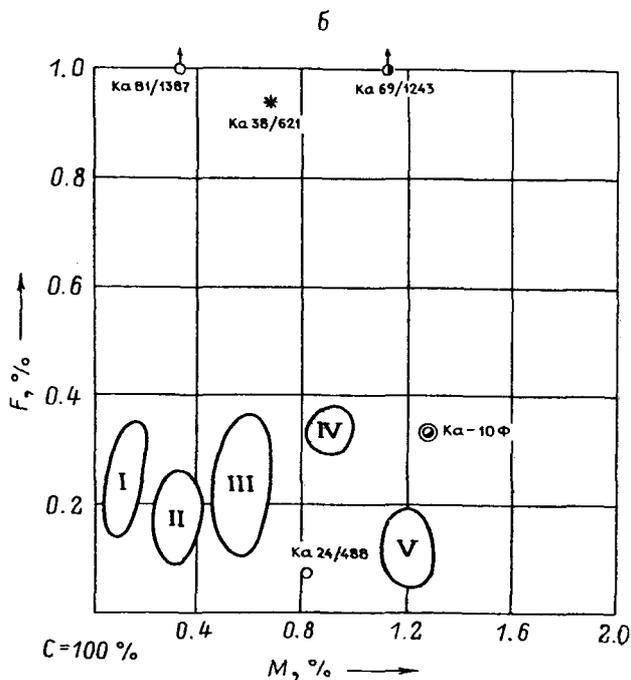
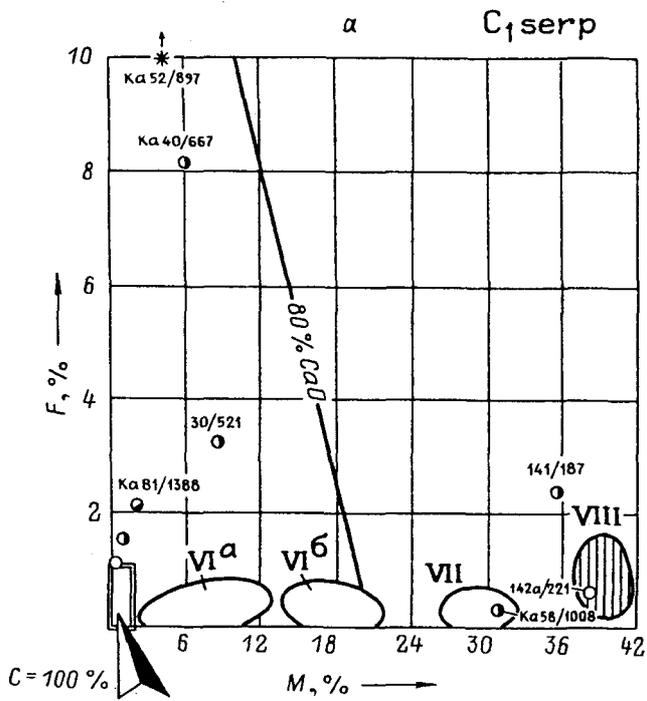


Рис. 27. Фазовый состав серпуховских отложений (а) и его детализация (б).

Содержание элементов-примесей в отложениях  $C_1^{2-2}$  и  $C_1^3$   
(«окских» и серпуховских), г/т

Выборки	n	Сорг	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Sr	F	Se
		%						
«Окские» отложения (сборные пробы)								
Кремнистые сланцы	5	0.60			144	230	145	3.4
Глинисто-кремни- стые сланцы	2	8.14	0.04	0.53			440	24
Карбонатные поро- ды	11	0.80	0.02		685	380	280	2.6
Серпуховские отло- жения								
Кремнистые сланцы: аномальная проба	1	0.61	0.02	0.13	4400	840		2
Глинисто-кремни- стые сланцы: аномальные пробы	2	7.1				450		26
Карбонатные поро- ды: сборные пробы	9	0.76	0.01		488	1100	840	3.3
аномальные пробы	16				2390	3550	1080	2.0

(0.61 %), селена (58 г/т), мышьяка (167 г/т), никеля (~ 700 г/т) и кобальта (~200 г/т).

Геохимическое поле элементов-примесей в окских отложениях значительно спокойнее, чем в нижневизейских. С одной стороны, толща существенно карбонатная, что само по себе ограничивает спектр геохимических аномалий. С другой — имеющиеся здесь прослои черных глинисто-кремнистых сланцев все же далеко не столь аномальные, как нижневизейские. Из элементов-примесей, средние содержания которых даны в табл. 25, отметим фтор (440 г/т), сильное накопление селена (24 г/т) и несомненно повышенное содержание ртути (0.20 г/т). Эти концентрации можно связывать с высокими содержаниями ОВ ( $C_{орг}$  8.14 %) и отчасти сингенетичного пирита. Из элементов, не попавших в табл. 25, необходимо назвать ванадий, которого в этих маломощных прослоях не меньше, чем в нижневизейских фтанитах. Преобладающие в окской толще карбонаты несомненно несколько обогащены барием (в среднем 685 г/т, а по сб. пр. Ка-10Г, Хэ-13АБ до 1500—2000 г/т); отметим характерный для всей толеровой формации повышенный геохимический фон селена (до 7 г/т в сб. пр. Ка-10Е).

Что касается серпуховской карбонатной толщи, то подобно нижневизейской она представляет собой подлинный «пайхойский геохимический феномен» [106] вследствие мощного накопления стронция и в меньшей мере — бария. Среднее содержание Sr, оцененное по сборным пробам,

Таблица 25(продолжение)

Выборки	As	Sb	U	Pb	Rb	Th	Hg	B
«Окские» отложения (сборные пробы)								
Кремнистые сланцы	10		1.4	1.0	1.6	0.8	0.047	22
Глинисто-кремни- стые сланцы			3.8		38	1.7	0.203	145
Карбонатные поро- ды			2.4		1.5	1.0	0.043	5.9
Серпуховские отло- жения								
Кремнистые сланцы аномальные пробы	33		0.5	1.0	3	0.5	0.100	
Глинисто-кремни- стые сланцы аномальные пробы	30	65	2.4	2.0	62	1.6	0.290	104
Карбонатные поро- ды: сборные пробы			3.8		2.1	1.0	0.104	5.6
аномальные пробы			2.0	1.4	2.6	1.1	0.190	

составляет 1100 г/т, что по меньшей мере втрое выше кларка карбонатных пород вообще [137] и пайхойских в частности. По отдельным сборным пробам содержания Sr достигают 1900 г/т (Ка-10Т), а по аномалиям — до 4800 г/т (обр. Ка40/668 — белый сахаровидный известняк, правый берег р. Кары в районе устья р. Силоваяха). Еще более высокие содержания стронция, как мы это уже видели (табл. 23), встречены в слоях туфогенных карбонатов на руч. Карбонатном (Патэркаяха), правом притоке р. Кары (обр. 39/607). Мощными аномалиями Sr отличаются белые сахаровидные известняки на р. Сесияю, притоке р. Силоваяха: например, 20 000 г/т (обр. Се16/2145) и 12 000 (обр. Се18/2155 из пласта мощностью 0.3 м). Как в этих, так и во всех вообще стронциеносных карбонатах рентгеновский анализ кроме рефлексов кальцита неизменно показывает рефлекс 2.84 Å, который не удастся приписать ни одной из известных Sr-фаз. Содержания Ba в серпуховской карбонатной толще более изменчивы и в среднем получаются даже ниже, чем в окской толще. Однако за этим скрыты мощные аномалии — до 1200 г/т по сборным пробам (Ка-10Г) и до 18 000 г/т по отдельным пробам (обр. Ка24/488 — микро-сферолитовый известняк в Баритовом Логу на правом берегу р. Кары — в разрезе, где обнажаются пластовые бариты). Мощная аномалия Ba обнаружена в обр. Ка58/1007 (известняк, 2.2 км по прямой выше устья Громашор, левый берег р. Кары) — 14 000 г/т.

Помимо своего замечательного литологического облика (белые саха-

ровидные, полосчатые черно-белые и глазковые известняки и доломитовые известняки) серпуховская толща выделяется также постоянным присутствием флюорита в кальцитовых и кварц-кальцитовых прожилках. Это отражает повышенный геохимический фон фтора в этих породах: 840 г/т по 9 сборным пробам и более 1000 г/т по 16 аномальным пробам. Как стало ясно к началу 80-х годов, накопление стронция (отчасти бария), фтора (а в среднекарбонных слоях еще и урана) является не локальным «пайхойским» или «уральским» геохимическим феноменом — в действительности мы имеем надрегиональный геохимический Sr + Ba + F + U горизонт, т. е. сингенетичное вышекларковое накопление перечисленных элементов в сравнительно узком стратиграфическом интервале на огромной территории от р. Уньи на юге до побережья Карского моря (и далее — на Новой Земле) на севере [108, 109].

Из других заслуживающих упоминания геохимических аномалий серпуховской толщи отметим сурьму и бор. К сожалению, количество аналитического материала по этим элементам невелико, что не позволило подметить каких-либо эмпирических закономерностей (кроме самого факта появления этих элементов в карбонатных породах, оттеняющего необычный генезис этих последних).

Литохимическая характеристика отложений  $C_2-P_1^1$  основана на 94 силикатных анализах, из которых 28 уже представляли средние составы (сборные пробы). По этим данным в координатах НКМ—ГМ удается выделить 17 средних составов, но при значительном количестве (31) индивидуальных составов, не поддающихся усреднению (табл. 26, рис. 28). Большую часть последних составляют карбонаты (пластовые и конкреционные) и фосфориты. Мы уже видели, что для таких пород параметры ГМ и НКМ весьма изменчивы и малоинформативны.

Составы силитов представлены черными сланцами (кластеры I, III—IX, сб. пр. Ка-6Н) и низкоуглеродистыми кремнями (кластер II, сб. пр. Ка-16В): Первые отличаются накоплениями бария (до 0.26 % BaO в наиболее щелочных породах кластера IV) и серы (до 1.91 % в кластере IX). В гиперсилитах отмечается и гипертитанистость (ГМ 0.109), несмотря на низкое содержание титана, подобный феномен нами уже отмечался для других отложений.

Породы кл. X и XI имеют значения ГМ 0.34 и 0.43, формально отвечающие нормосиаллитам. Однако, следуя принятой нами классификации [123], породы кл. X приходится квалифицировать как псевдосиаллиты вследствие их магнезиальности (MgO = 3.06), а породы кл. XI как гипержелезистые псевдосилиты (ЖМ = 0.73, MgO = 3.26 %).<sup>18</sup> В самом деле, в породах кл. XI явно повышены содержания железа ( $Fe_2O_3 + FeO$  около 9 %), что в сочетании с высокой натровостью (ЩМ = 0.86) позволяет трактовать их как туффоиды. Состав пород кл. X менее выразителен, и аналогичную трактовку можно дать только предположительно.

Кластер XII представляет кремнистые и марганцовистые известковые доломиты, а кл. XIII и XIV и сб. пр. Ка-13Н — углеродистые кремнистые

<sup>18</sup> Как видим, актуальный для теории литохимии вопрос — существуют ли в природе гипержелезистые сиаллиты (или же все такие породы суть либо псевдосиаллиты, либо гидролизаты), — пока что решается отрицательно.

Химический состав отложений  $C_2-P_1^1$ , мас. %

Компоненты, модули	Средние составы									
	Ка-16В	I	II	III	IV	V	Ка-6Н	VI	VII	VIII
SiO <sub>2</sub>	85.16	87.12	82.41	77.13	73.15	76.52	74.85	72.73	73.26	66.28
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.18	0.39	0.40	0.46	0.56	0.43	0.54	0.50	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.49	2.20	6.82	7.52	9.30	8.85	7.90	10.14	9.65	11.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.47	0.54	0.56	1.28	1.82	1.51	1.95	1.34	1.32	2.58
FeO	2.15	0.72	0.79	1.26	0.70	0.97	3.05	1.58	3.35	1.79
MnO	0.06	0.01	0.05	0.08	0.05	0.06	0.31	0.14	0.30	0.10
MgO	1.07	0.42	1.03	1.05	1.28	1.34	1.79	1.66	1.94	2.20
CaO	1.42	0.77	0.22	1.53	1.58	1.08	1.85	0.79	1.23	0.85
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.09	0.57	1.20	1.46	0.58	0.63	0.69	0.92	1.09
K <sub>2</sub> O	0.93	0.62	1.80	1.47	2.06	1.78	1.51	2.47	1.81	2.52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.97	0.08	0.14	0.10	0.09	0.13	0.22	0.17	0.18	0.26
ВаО		0.05		0.09	0.26	0.08		0.20	0.01	0.20
П. п. п.		7.04	8.25	5.62	7.22	6.16	3.21	7.29	2.79	6.41
Сумма	97.23	99.81	98.80	99.48	98.96	99.55	97.70	99.43	97.24	98.49
H <sub>2</sub> O	1.79	2.07	2.58	0.99	1.28	3.79	3.18	1.91	2.24	2.70
CO <sub>2</sub>	0.15	0.16	0.13	0.66	1.09	0.58	1.15	0.41	0.58	0.33
S	0.16		0.42	0.70	0.69	0.38	0.42	0.54	0.42	1.32
C <sub>орг</sub>	0.60	3.78	0.79	5.02	4.64	2.06	1.55	6.21	1.95	3.87
ГМ	0.09	0.04	0.10	0.13	0.16	0.16	0.18	0.19	0.21	0.25
ТМ	0.049	0.109	0.056	0.052	0.049	0.063	0.054	0.053	0.052	0.057
ЖМ	0.57	0.63	0.21	0.32	0.25	0.30	0.64	0.28	0.49	0.38
НКМ	0.27	0.33	0.35	0.36	0.38	0.27	0.27	0.31	0.28	0.31
ФМ	0.04	0.02	0.03	0.04	0.05	0.05	0.09	0.06	0.09	0.10
ЩМ	0.31	0.16	0.39	1.04	0.86	0.36	0.42	0.34	0.51	0.47
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	1.22	0.71	2.37	2.68	3.51	2.36	2.14	3.16	2.73	3.61
n	1	3	2	6	4	2	1	12	2	13

Таблица 26 (продолжение)

Компоненты, модули	Средние составы								
	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	Ka-13H	Ka-13P	Ka-13Y
SiO <sub>2</sub>	69.99	61.80	56.88	25.97	28.60	29.68	28.66	55.34	40.31
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.77	0.73	0.11	0.08	0.11	0.06	0.18	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.78	14.41	14.60	4.93	1.60	1.54	2.14	3.22	6.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.70	2.14	4.58	1.22	1.50	2.69	2.80	0.86	0.86
FeO	0.77	3.27	4.38	3.81	0.18	0.50		3.59	4.31
MnO	0.03	0.18	0.09	0.95	0.01	0.03	1.40	0.38	0.66
MgO	1.49	3.06	3.26	8.82	0.31	0.53	0.81	2.38	2.80
CaO	0.27	1.77	0.92	22.86	31.05	32.70	31.12	16.10	20.96
Na <sub>2</sub> O	1.86	1.19	2.02	0.79	0.24	0.52	0.48	0.50	1.65
K <sub>2</sub> O	2.99	3.10	2.54	0.35	0.14	0.16	0.21	0.32	0.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.13	0.15	0.32	20.39	20.62	19.40	0.45	0.40
BaO	0.03	0.09	0.13		0.07	0.23	0.01	0.01	0.12
П. п. п.	4.86	6.44	8.68	29.63	11.54	6.99	3.91	3.71	4.89
Сумма	99.53	98.33	98.86	99.72		99.40			
H <sub>2</sub> O	3.99	3.81	3.06	3.36	4.56	2.18	0.35	0.09	0.02
CO <sub>2</sub>	0.10	0.91	0.47	26.18	1.29	0.93	0.01	11.19	13.30
S	1.91	0.62	0.34			(3.70)	1.13	0.82	0.40
C <sub>орг</sub>	1.08	1.83	2.03		6.40	2.49	6.90	1.60	1.40
F						0.78	1.40		
SO <sub>3</sub>					9.13	11.87			
ГМ	0.26	0.34	0.43	0.42	0.12	0.16	0.22	0.15	0.33
ТМ	0.049	0.054	0.049	0.014	0.046	0.078	0.026	0.056	0.060
ЖМ	0.25	0.37	0.73	1.42	0.92	2.16	1.91	1.42	0.79
HKM	0.35	0.30	0.31	0.23	0.24	0.44	0.32	0.25	0.32
ФМ	0.07	0.14	0.21	0.63	0.07	0.12	0.13	0.12	0.20
ЩМ	0.69	0.39	0.86	2.10	2.31	3.59	2.29	1.56	3.00
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4.85	4.29	4.55	1.13	0.38	0.68	0.69	0.82	2.20
n	3	4	4	2	2	4	1	1	1

Таблица 26 (продолжение)

Компоненты, модули	Индивидуальные составы								
	Ка41 680а	150 854	Ка52 910	Ка59 1088	141 808	203 1451	150 885	150 221	150 264
SiO <sub>2</sub>	82.26	81.80	75.58	74.62	70.40	66.36	55.86	60.18	48.32
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.24	0.47	0.52	0.53	0.68	0.39	0.12	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.17	3.60	7.75	7.02	9.65	13.64	8.58	1.13	7.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.58	0.66	0.64	0.94	1.08	0.93	0.50	0.90
FeO	0.93	0.72	0.22	0.48	3.52	0.43	4.31	1.12	3.13
MnO	0.12		0.01	0.02	1.88	0.07	2.70	0.67	0.43
MgO	0.65	0.54	1.35	0.92	2.17	1.82	3.33	1.01	4.00
CaO	6.41	1.01	0.18	0.18	2.37	0.46	7.98	18.43	14.03
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.06	0.04	0.76	1.29	0.31	0.23	0.56
K <sub>2</sub> O	0.38	0.80	2.17	1.41	0.11	1.98	2.15	0.13	1.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.15	0.02	0.03	0.09	0.04	0.15	0.08	0.11
BaO			0.45		0.14	0.34			0.13
П. п. п.	7.18	10.08	10.64	14.14	6.09	11.43	13.05	16.02	17.89
Сумма	99.82	99.57	99.56	100.02	98.65	99.62	99.74	99.62	99.58
H <sub>2</sub> O	0.24	2.68	3.96	1.17	4.03	5.68	2.94	0.02	0.32
CO <sub>2</sub>	4.52	0.20	0.29	0.20	3.36		10.40	14.61	13.92
S	0.21		0.37	0.49				0.03	0.41
C <sub>орг</sub>	2.64	7.14	9.42	10.46					
ГМ	0.03	0.06	0.12	0.12	0.23	0.24	0.30	0.06	0.27
ТМ	0.085	0.067	0.061	0.074	0.055	0.050	0.045	0.106	0.063
ЖМ	1.00	0.34	0.11	0.15	0.62	0.11	0.89	1.83	0.53
НКМ	0.37	0.24	0.29	0.21	0.09	0.24	0.29	0.32	0.28
ФМ	0.02	0.02	0.03	0.03	0.09	0.05	0.15	0.04	0.17
ЩМ	0.13	0.06	0.03	0.03	6.91	0.65	0.14	1.77	0.34
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.43	0.85	2.23	1.45	0.87	3.27	2.46	0.36	2.22
и	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 26 (продолжение)

Компоненты, модули	Индивидуальные составы									
	$\frac{\text{Ка69}}{1258}$	$\frac{204}{1462}$	$\frac{51}{525}$	$\frac{150}{222}$	$\frac{150}{226}$	$\frac{150}{241}$	$\frac{150}{257}$	$\frac{150}{882}$	$\frac{150}{887}$	$\frac{203}{1450}$
SiO <sub>2</sub>	36.02	44.62	6.94	39.24	13.63	27.90	34.32	43.90	20.62	9.18
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.94	0.04	0.33	0.09	0.08	0.26	0.07	0.16	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.39	14.19	1.16	7.06	1.54	2.40	3.36	0.51	5.24	1.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.46	1.88	0.01	0.85	3.01	0.38	0.90	0.80	4.52	0.89
FeO	0.47	7.27	1.61	1.93	5.98	1.36	3.45	1.08	3.30	1.41
MnO	0.22	0.27	0.05	1.48	8.48	1.06	0.84	0.83	4.88	3.42
MgO	4.41	9.68	17.31	2.70	5.62	12.73	10.37	2.40	7.61	15.75
CaO	20.96	6.31	29.38	22.02	30.17	21.73	17.56	24.58	21.56	26.01
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.47	0.33	1.85	0.49	0.08	0.14	0.05	1.40	0.12
K <sub>2</sub> O	0.25	0.85	0.14	0.95	0.12	0.21	0.72	0.06	0.62	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.70	0.21	0.08	0.17	0.07	0.07	0.11	0.12	0.12	0.01
BaO	0.08	0.07					0.13			
П. п. п.	26.75	13.12	42.18	21.39	30.41	31.70	27.52	23.76	28.76	40.41
Сумма		99.88	99.83	99.97	99.61	99.70	99.68	98.16	98.79	98.47
H <sub>2</sub> O	7.55	5.23	0.79	0.32	0.24	0.56	0.24	1.72	1.86	1.15
CO <sub>2</sub>	12.22	6.56	41.18	19.29	30.09	22.47	25.54	23.85	28.60	41.26
S	2.62						0.23	0.08	0.13	
C <sub>орг</sub>	9.40									
ГМ	0.19	0.55	0.50	0.30	1.40	0.19	0.26	0.07	0.88	0.75
ТМ	0.030	0.066	0.034	0.047	0.058	0.033	0.077	0.137	0.031	—
ЖМ	0.48	0.62	1.89	0.58	0.72	1.13	1.43	4.67	2.35	4.93
НКМ	0.07	0.09	0.41	0.40	0.40	0.12	0.26	0.22	0.39	0.20
ФМ	0.18	0.42	2.73	0.14	1.07	0.52	0.43	0.10	0.75	1.97
ЩМ	0.16	0.55	2.36	1.95	4.08	0.38	0.19	0.83	2.26	1.09
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.29	1.32	0.47	2.80	0.61	0.29	0.86	0.11	2.02	0.23
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 26 (продолжение)

Компоненты, модули	Индивидуальные составы						
	$\frac{204}{1450}$	$\frac{204}{1458}$	$\frac{206}{1390}$	$\frac{150}{868}$	$\frac{203}{1452}$	$\frac{172}{12}$	$\frac{174}{7}$
SiO <sub>2</sub>	19.06	23.06	7.64	24.99	19.06	22.42	22.22
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0.10	0.08	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.71	4.41	1.60	1.34	0.93	1.36	1.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.31	1.27	0.46	0.15	10.69	1.92	6.40
FeO	0.79	4.74	0.50	1.18	0.32	0.50	0.94
MnO	1.43	0.46	0.86	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	13.92	10.72	0.79	0.58	0.14	0.20	0.20
CaO	26.52	22.38	47.83	38.63	17.77	34.06	29.15
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.09	0.44	0.32	0.06	0.20	0.18
K <sub>2</sub> O	—	0.61	0.11	0.09	0.11	0.10	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.04	0.07	24.30	6.75	23.70	20.83
П. п. п.	35.33	31.50	38.44		39.86	11.45	13.87
Сумма	99.17	99.28	98.74				
H <sub>2</sub> O	2.28	4.33	1.17	2.11	0.29	3.86	4.00
CO <sub>2</sub>	33.44	27.46	38.11	1.71	21.53		
C <sub>орг</sub>				1.01			
F						6.59	18.21
SO <sub>3</sub>	0.22	0.47	0.45	0.11	0.63	0.17	0.41
ГМ	—	—	—	—	0.108	0.059	0.099
ТМ	1.48	1.47	1.14	1.00	10.70	1.69	4.15
ЖМ	0.04	0.16	0.34	0.31	0.18	0.22	0.20
НКМ	0.79	0.73	0.23	0.08	0.58	0.12	0.34
ФМ							
ЦМ	—	0.15	4.00	3.56	0.55	2.00	1.20
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.07	0.70	0.55	0.41	0.17	0.30	0.33
n	1	1	1	1	1	1	1

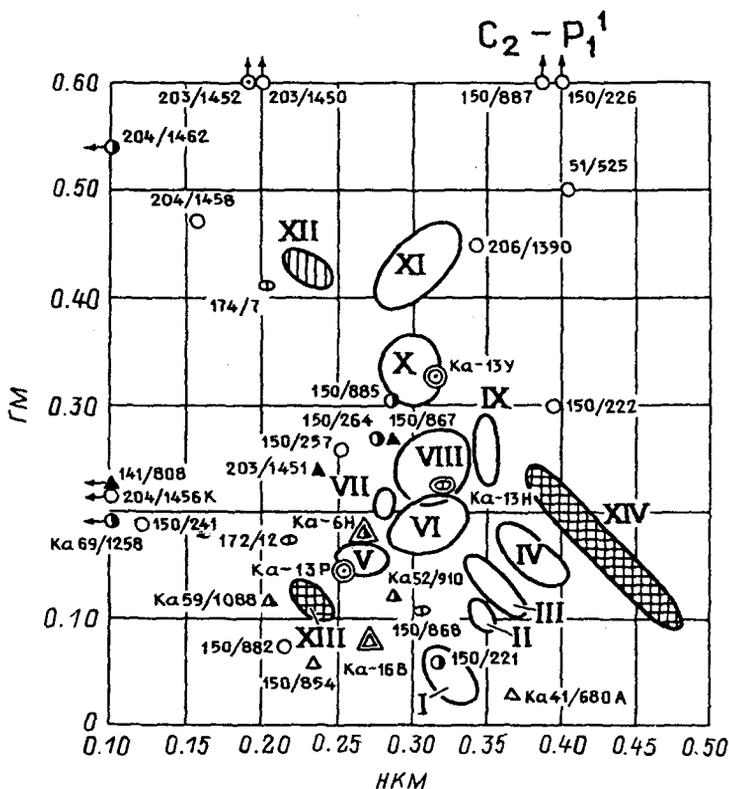


Рис. 28. Модульная диаграмма НКМ—ГМ для черносланцевых отложений  $C_2 - P_1^1$ .

фосфориты, сильно отличающиеся по своей щелочности, в диапазоне НКМ от 0.24 до 0.44. Как и для визейских фосфоритов, для них характерна гипернатровость:  $\Sigma М$  2.29—3.59. Замечательны высокие содержания ОВ в этих породах ( $C_{орг}$  6.90 % в сб. пр. Ка-13Н) и мощные накопления сульфидной серы. Особенностью фосфоритов сб. пр. Ка-13Н является их марганцовистость ( $MnO = 1.40\%$ ) при следовых содержаниях  $CO_2$ , что позволяет допускать вхождение Mn в структуру апатита. Любопытна также вытянутая конфигурация кл. XIV, отражающая четкую обратную корреляцию между ГМ и НКМ. Судя по величине индекса FSI в обр. 141/797 (0.95) с минимальным ГМ (0.11), можно думать, что наиболее щелочные составы — это и наиболее кремнистые, а менее щелочные — более глинистые. Однако в последних железа в 3—4 раза больше, чем алюминия, причем всё или почти всё это железо может быть сульфидным. Получается, что обратная корреляция НКМ—ГМ отражает не столько глинистость фосфоритов, сколько их железистость. Действительно, составы с относительно пониженным НКМ показывают максимальные значения ЖМ. Наконец, сб. пр. Ка-13У представляет состав известково-крем-

нистых конкреций в черных сланцах. В них довольно много FeO (возможно, в карбонатной форме), но содержания MgO незначительные; соответственно и марганца в них меньше, чем в более доломитовых породах.

Индивидуальные анализы представляют бескарбонатные черные сланцы (150/854, Ка52/910, Ка59/1088, 203/1451), сланцы с примесью карбоната (Ка41/680а, 141/808, 204/1462), карбонатно-кремнистые (Ка69/1258, 150/221, 222, 264, 885), кремнисто-карбонатные (51/241, 257, 882, 887, 204/1456к, 1458) и карбонатные породы (51/525, 226, 203/1450, 206/1390), а также фосфоритовые конкреции (150/868, 203/1452, 172/12, 174/7).

Можно отметить мощные накопления  $C_{\text{орг}}$  в черных сланцах (до 10.46 % в обр. Ка59/1088), стратиформную сульфидную минерализацию в черных сланцах с повышенным содержанием фосфора (обр. Ка69/1258) и мощные аномалии марганца в тех карбонатсодержащих породах, в которых имеется значительная примесь доломита (до 8.48 % MnO в доломитовом известняке обр. 150/226). Для таких пород отмечается и заметное накопление карбонатного железа. Большинство марганцевосных пород являются супер- и гипернатровыми (единственное исключение — карбонатсодержащий черный сланец 150/221). Большинство их и гипержелезисты — вероятно, за счет примеси  $FeCO_3$ . Для фосфоритов характерна гипернатровость (как и для визейских), а в обр. 203/1452, 174/7 — высокие содержания железа, возможно отчасти в карбонатной форме.

Статистическая обработка 67 фазовых «карбонатных» анализов отложений  $C_2$ — $C_3$ — $P_1^1$ , как расчлененных на пачки А. С. Микляева ( $C_{2-3}^{a,b,c}$ ), так и нерасчлененных ( $C_{2-3}$ ), позволяет выделить 9 средних составов и 33 индивидуальных, среди которых 1/3 приходится на анализы фосфоритов (табл. 27, рис. 29 и 30). Как характерную особенность толщи можно отметить широкое рассеяние составов на треугольнике FCM, что можно рассматривать как некое косвенное указание на туфогенную природу многих пород этой толщи (ибо с такой примесью может быть связано формирование аутигенных силикатов и разнообразных по составу карбонатных примесей).

К Са - к л а с с у (№ 1 на треугольнике FCM) относятся кластеры I (пачка  $C_{2-3}^a$ ) и II (пачка  $C_{2-3}^b$ ). Как можно видеть при сравнении рис. 29 и 30, составы кластеров IV и V в нерасчлененных отложениях  $C_{2-3}$  очень близки к составу кластеров I и II и, по-видимому, представляют аналогичные породы. Это слабомагнезиальные известняки и кремнистые известняки с заметно повышенной марганцовистостью: в среднем 0.6—1.0 % MnO. Кроме того, для них отмечается несколько повышенное содержание фосфора: 0.4—0.9 %  $P_2O_5$ . Дефицит суммы в кл. I подсказывает, что даже в сравнительно чистых карбонатных породах могут присутствовать аутигенные растворимые силикаты. В этот же класс по составу своей карбонатной матрицы попадают и некоторые фосфориты (обр. Ка38/635, Ка41/693).

К Mg - Са к л а с с у (№ 2 на треугольнике FCM) относятся кл. VI и сб. пр. Ка-13P — кремнисто-карбонатные породы с заметным содержанием железистого доломита и, по-видимому, также и аутигенных Fe-силикатов. Отмечаем заметно повышенные содержания  $P_2O_5$  (I %). Кроме того, границу класса сечет и поле составов доломитовых пород кл. VII, которые повышен-

Таблица 27

Фазовый химический состав отложений  $C_{2-3}^a$ ,  $C_{2-3}^b$ ,  $C_{2-3}^c$   
и нерасчлененных отложений  $C_{2-3}$ , мас. %

Компоненты, показатели	Пачка $C_{2-3}^a$								
	I	Ка-11Г	$\frac{150}{861}$	$\frac{141}{799}$	$\frac{52}{912}$	$\frac{Ка46}{732}$	$\frac{150}{877}$	$\frac{141}{803}$	
Н. о.	12.36	69.92	24.18	66.34	6.98	75.22	64.10	91.10	
CO <sub>2</sub>	35.20	6.05	33.07	14.39	39.16	10.10	14.10	1.08	
CaO	43.97	4.91	41.11	17.70	44.15	11.94	14.39	0.74	
MgO	1.26	2.04	0.58	0.19	5.01	0.28	1.50	0.26	
MnO	0.95	0.08	0.09	0.14	0.67	0.58	1.60	0.02	
FeO	0.99	1.71	0.19	0.50	1.51	0.76	0.63	0.29	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	He опр.		0.09	He опр.		0.35	He опр.	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.88	0.10	0.05	0.34	0.07	0.02	0.28	0.02	
Сумма	90.66	84.81	99.27	99.69	97.55	99.25	96.60	93.77	
M	1.77	23.34	1.38	1.03	9.76	2.06	8.28	19.85	
F	1.43	20.48	0.67	3.45	4.25	9.88	12.31	23.66	
n	10	1	1	1	1	1	1	1	

Таблица 27 (продолжение)

Компоненты, показатели	Пачка $C_{2-3}^b$											
	II	III	$\frac{96}{1070}$	$\frac{Ка38}{647}$	$\frac{Ка52}{950}$	$\frac{Ка41}{676a}$	$\frac{141}{814}$	$\frac{141}{810}$	$\frac{96}{1073}$	$\frac{96}{1069}$		
Н. о.	38.12	5.33	37.46	31.30	82.94	35.04	90.30	84.56	82.94	80.88		
CO <sub>2</sub>	25.45	43.00	25.85	28.38	1.14	24.86	1.01	1.33	2.13	2.71		
CaO	28.29	30.38	28.65	25.66	1.09	19.14	0.37	2.70	1.61	1.98		
MgO	2.01	16.69	2.74	2.80	0.19	3.12	0.33	1.05	1.40	0.70		
MnO	0.97	1.53	0.35	4.80	0.06	6.00	0.30	0.80	0.05	0.01		
FeO	1.59	1.56	1.94	3.74	0.66	7.27	0.57	0.79	0.93	0.43		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.25	0.51	He опр.		1.95	He опр.		1.59	0.98	2.06	2.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.06	0.15	0.07	0.20	0.05	0.10	0.17	0.17	0.10		
Сумма	96.71	98.66	97.65	96.75	88.23	95.48	94.30	95.38	91.29	88.98		
M	5.57	33.27	8.14	7.57	9.50	8.78	25.38	19.66	35.09	22.44		
F	7.78	6.15	6.80	23.08	36.00	37.35	46.15	29.78	24.56	14.10		
n	6	2	1	1	1	1	1	1	1	1		

Таблица 27 (продолжение)

Компоненты, показатели	Пачка C <sub>2-3</sub> <sup>b</sup>		Пачка C <sub>2-3</sub> <sup>c</sup>		Отложения C <sub>2-3</sub> нерасчлененные			
	Ка57 1000	Ка67 1230	Ка41 693	Ка52 922	IV	V	VI	VII
Н. о.	9.78	22.18	30.30	47.74	4.57	24.80	47.29	32.30
CO <sub>2</sub>	39.16	33.38	0.61	12.39	41.32	32.13	20.81	28.45
CaO	30.02	23.27	31.32	19.30	50.85	35.02	20.05	23.15
MgO	12.48	13.26	0.15	1.40	1.17	2.62	4.53	9.70
MnO	2.24	1.52	0.15	0.01	0.25	0.60	0.35	0.74
FeO	1.80	2.16	1.22	0.28	0.12	1.30	1.28	1.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.		2.67		Не опр.		0.54	0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.06	12.00	17.55	0.39	0.07	0.12	1.48
Сумма	95.62	95.83	75.75	101.34	98.55	96.53	94.87	97.46
M	26.82	32.98	0.46	5.99	2.26	6.80	17.26	27.50
F	8.68	9.15	4.17	11.46	0.47	4.92	6.45	6.84
n	1	1	1	1	3	2	5	3

Таблица 27 (продолжение)

Компоненты, показатели	Отложения C <sub>2-3</sub> нерасчлененные								
	Ка-13P	<u>150</u> 229	<u>150</u> 233	<u>150</u> 234	<u>150</u> 237	<u>150</u> 239	<u>150</u> 242	<u>150</u> 253	<u>150</u> 890
Н. о.	60.32	25.38	34.62	44.02	26.16	43.94	28.82	47.46	48.32
CO <sub>2</sub>	16.13	3.01	1.13	0.47	1.29	0.83	0.70	3.62	10.49
CaO	15.55	35.89	31.43	24.53	36.76	28.12	32.90	26.65	16.75
MgO	2.18	0.22	0.22	—	0.22	—	0.11	0.22	4.95
MnO	0.40								
FeO	2.11								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.								
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.00	25.66	24.22	19.57	27.78	22.53	26.65	17.84	8.08
Сумма	97.69	90.16	91.60	88.59	92.91	95.42	89.18	95.79	88.59
M	10.77	0.61	0.70	—	0.59	—	0.33	0.82	22.81
F	12.40	—	—	—	—	—	—	—	—
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 27 (продолжение)

Компоненты, показатели	Отложения C <sub>2-3</sub> нерасчлененные						
	Ка38 635	150 248	150 249	150 247	Ка24 475	150 251	150 873
Н. о.	47.82	53.42	93.80	45.04	83.94	92.80	91.40
CO <sub>2</sub>	2.24	16.64	1.19	20.27	0.20	0.57	0.10
CaO	22.23	13.85	0.72	14.31	0.87	0.36	0.12
MgO	0.68	2.72	0.16	2.70	0.15	0.16	0.09
MnO	0.06	6.80	0.18	11.09	1.32	0.02	
FeO	1.58	1.56	0.46	1.44	0.05	0.78	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	1.61	0.07	0.91	He опр.	0.17	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	7.45	—			0.26		0.28
Сумма	82.06	96.60	96.58	95.76	86.79	94.86	91.99
M	2.77	10.91	10.53	9.14	6.28	12.12	48.86
F	6.68	33.53	42.11	42.42	57.32	60.61	—
n	1	1	1	1	1	1	1

ное содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и FeO роднит с кл. VI. В этот же класс попадает и кутнагоритовый состав обр. Ка38/647 с содержанием MnO 4.5 %.

К Са—Mg классу (№ 3 на треугольнике FCM) помимо конкреционных пород кл. III, сложенных Mn-доломитом или кутнагоритом, и сб. пр. Ка-11Г (с крупным дефицитом суммы) относится ряд индивидуальных составов железистых доломитов, как правило с повышенным содержанием MnO (до 2.24 % в обр. Ка57/1000).

В пределах Са-Fe-Mn класса (№ 5 на треугольнике FCM) оказываются различные породы: и карбонатные, и почти бескарбонатные. В их числе и высокомарганцовистые составы обр. 150/247, 248 (MnO 11.09 и 6.80 %), которые на самом деле принадлежат к Са-Mn классу 7 (MnO > FeO + MnO). Наконец, в «олигонитовый» Fe-Mn класс (№ 6) попадают некоторые кремни (судя по дефициту суммы в обр. 150/251 — с аутигенными силикатами) и сильнобаритизированный известняк в самом основании C<sub>2</sub>, для которого также отмечается мощный дефицит суммы (обр. Ка24/475).

Геохимическое поле элементов-примесей в отложениях C<sub>2</sub>—P<sub>1</sub> отчасти как бы наследуется от серпуховской толщи (барий, фтор), но к этим «проходным» элементам добавляются уран и селен, в карбонатах — марганец, а в некоторых горизонтах черных сланцев — и полиметаллы (табл. 28).

По содержанию органического углерода толща C<sub>2</sub>—P<sub>1</sub> резко дифференцирована: фосфоритсодержащие пачки C<sub>2-3</sub><sup>a</sup> и C<sub>2-3</sub><sup>c</sup> А. С. Микляева — существенно черносланцевые, тогда как средняя пачка C<sub>2-3</sub><sup>b</sup> в

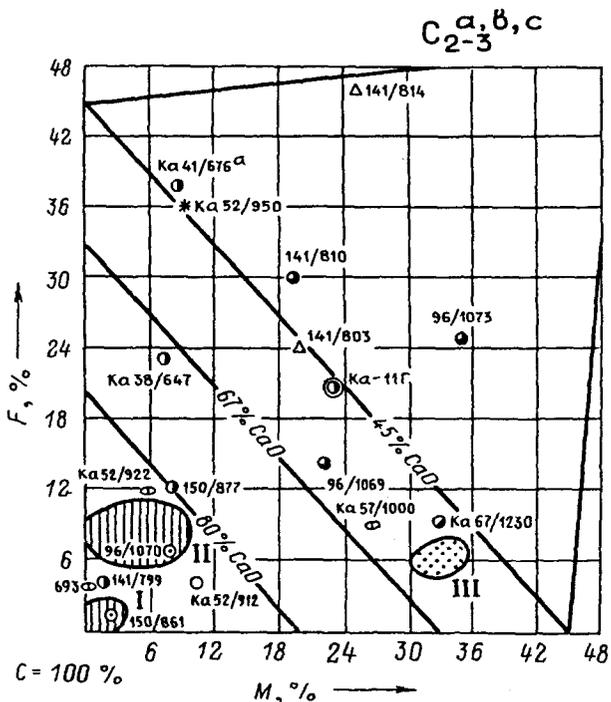


Рис. 29. Фазовый состав отложений пачек  $C_{2-3}^{a, b, c}$ .

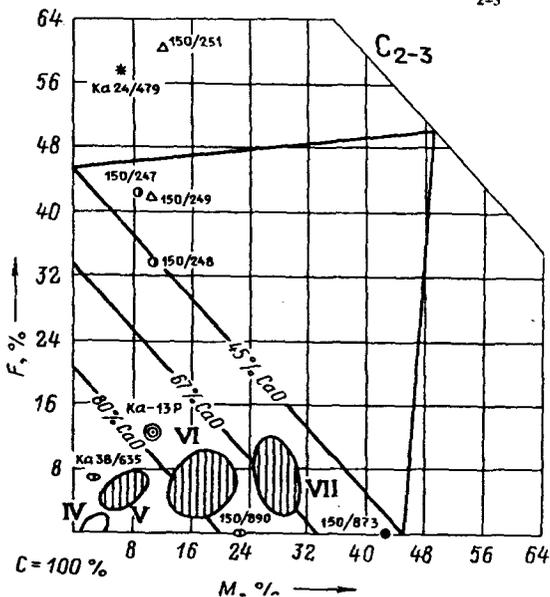


Рис. 30. Фазовый состав нерасчлененных отложений  $C_{2-3}$ .

Содержание элементов-примесей в отложениях С<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>, г/т

Выборки	n	C <sub>орг</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ba	Sr	F	Sc	As	U	Pb	Rb	Th	Hg	B
		%													
Фтаниты и кремнистые сланцы:															
сборные пробы	3	2.74	(0.12)	(0.40)	1110	140	440	10	15	4.9	1.0	31	3.0	0.157	88
аномальные пробы	2	5.8	(0.62)			(350)		(6)	13	(1.7)	(25.0)	70	3.7	0.270	
Низкоуглеродистые глинисто-кремнистые сланцы:															
сборные пробы	7	1.41	0.28	0.47	4.4	37	310	7.7		3.3		60	3.5	0.034	117
Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы:															
сборные пробы	5	4.63	0.09	0.83	3120	52	360	21		5.6		75	4.9	0.119	138
аномальные пробы	13	6.0	0.03	0.45	2150	160	330	40	18	9.0	9.0	90	4.0	0.250	160
Кремнисто-глинистые сланцы:															
сборные пробы	10	2.66	0.15	0.88	940	56	370	13		9.4		83	5.9	0.130	146
аномальные пробы	6	4.55	(0.02)	(0.68)	(3300)	16		41	12	11.1	11.4	91	5.6	0.293	(250)
Глинистые сланцы:															
сборные пробы	7	2.14	0.17	0.61	1750	104	410	8		3.3		71	5.7	0.058	156
Карбонатные породы:															
сборные пробы	8	1.10	0.06		(1310)	538	120	4.1		4.6		6.1	1.6	0.029	17

Примечание. Здесь и далее цифры в скобках — данные «полуколичественных» атомно-эмиссионных спектральных анализов (ПСА).

2—4 раза беднее  $C_{орг}$ . В некотором соответствии с этим колеблются и содержания б а р и я, зачастую весьма резко: от 3000 г/т в наиболее углеродистых породах, вплоть до 5000 г/т (сб. пр. Ка-17М, обн. Ка-41,  $C_{орг}$  7.84 %), до следовых содержаний в зеленовато-серых кремнях пачки  $C_{2-3}^b$ . Но в целом сильные накопления Ва — это особенность только нижней пачки  $C_{2-3}^a$ , как бы наследующей «заражение» барием от подстилающей серпуховской толщи.

В отличие от серпуховской толщи средние содержания стронция в толще  $C_2-P_1^i$  околосларковые, с небольшими аномалиями по сборным пробам на уровне 650—680 г/т. В пробе Sr — Се9/2098 (кремнисто-карбонатная мегаконкреция — «бомба») зафиксировано максимальное содержание 1100 г/т.

Однако аномалии Sr, не типичные для карбонатов, довольно часто попадают в черных сланцах. Как правило, их можно связывать с присутствием либо фосфата, либо барита (целестино-барита). К числу «фосфатных» можно отнести и аномалии, встреченные в комплексе измененных пород ОПП→ТБ—МТБ (например, обр. Ка59/114 — 460 г/т: окварцованная охристая МТБ между неизмененным черным сланцем и прослоем ОПП). В таких случаях они обязаны, очевидно, процессам переотложения фосфатов. Возможно, что самих фосфатов в таких породах уже нет, а содержащийся в них Sr зафиксировался в сульфатной или иной форме. Фтор и уран — характерные элементы среднекарбонатового геохимического горизонта, выявленного первоначально на Печорском Урале (в Елецкой структурно-формационной зоне) [108], а затем «протянутого» и на Пай-Хой, и в Лемвинскую зону Урала, в результате чего стало ясным, что этот горизонт является надрегиональным [109].

Может показаться, что средние содержания фтора в черных сланцах (300—440 г/т) не так уж высоки. Однако надо принять во внимание, что большинство этих пород кремнистые — это резко ограничивает возможный вклад глинистого вещества как носителя фтора. Второе важное обстоятельство — присутствие в черных сланцах весьма обильных фосфоритовых конкреций, «высасывающих» фтор из вмещающих пород. Как можно судить по очень немногочисленным достоверным определениям, наши фосфориты содержат около 1.5 % F при ~20 %  $P_2O_5$ . Таким образом, в фосфоритах происходит примерно 50-кратная концентрация фтора по сравнению с его фоном во вмещающих черных сланцах.

Как видно из табл. 28, средние содержания U в карбонатных и кремнистых породах близки к 5 г/т, а в черных кремнисто-глинистых сланцах — к 10 г/т, что по меньшей мере втрое выше кларка любых нормальных глинистых пород. В сборных пробах наивысшие содержания U достигают 23 г/т (сб. пр. Ка-6Л, составленная из трех проб разреза 56, левый берег р. Кары — участок карских радиоактивных аномалий), а по частным — 37 г/т (обр. Ка72/1290, левый берег р. Кары, ниже Громашора). Как и в везийских отложениях, часть аномалий урана связана с его эпигенетическими миграциями в зонах ОПП—ТБ—МТБ вследствие растворения фосфоритов, содержащих не менее 50—60 г/т U.

С этими же зонами бывают связаны и аномалии с е л е н а. Как видно из табл. 28, содержания Se в среднем очень высокие (до 21 г/т) и могут достигать 40 г/т в сериях аномальных проб, но все же самые резкие анома-

ли сингенетичные, в частности там же, где найдена резкая аномалия U (79 г/т Se), и в известковистых черных сланцах со стратиформной сульфидной минерализацией — 67 г/т (обр. Ка69/1258, содержащий 9.40 %  $C_{\text{орг}}$ , 0.36 % Cu, 0.17 % Zn, 0.011 % Cd). В целом распределение Se обнаруживает те же эмпирические закономерности, что и в нижневизейской толще, но средние содержания Se здесь все же заметно более высокие.

Содержания Pb, Rb, Th и В обычно коррелируют с содержаниями глинистого вещества (хотя часть небольших аномалий Pb может быть и радиогенной), а содержания Hg обычно связаны с присутствием сульфидов и (или) фосфатов. Повышенные содержания В отмечались в верхней пачке  $C_{2-3}$ .

Восемь монофракций пирита, выделенного из отложений  $C_2-P_1$ , были проанализированы на элементы-примеси (к сожалению, Zn и Pb не определялись). Были обнаружены повышенные содержания Ni — до 430 г/т (обр. Ка41/685 — кремнистый сланец), Cu — до 300—310 г/т (обр. Ка52/920 — кремнистый сланец и 926 — крупная фосфоритовая конкреция). Особенно примечательно накопление серебра: даже фоновые содержания его составляют 2—3 г/т, а в обр. Ка41/686 (четкообразные прожилки седиментационного (?) пирита в сланцах пачки  $C_{2-3}$ ) была зафиксирована мощная аномалия — 9 г/т Ag. Таким образом, пириты толщи  $C_2-P_1$  оказываются самыми сереброносными во всем разрезе, превосходя в этом отношении даже «зараженную» серебром оюскую толщу.

### 1.7. Флишондная нижнепермская формация

Эта формация осталась плохо изученной и выделяется пока в значительной степени условно. На Пай-Хое выделение этой формации осложняется тем, что в непосредственной близости от разрезов толеровой верхнедевонской—нижнепермской формации имеются выходы отложений молассового облика, напоминающих юньягинскую серию нижней перми Печорского угольного бассейна, относящуюся к Елецкой структурно-формационной зоне. Уточнение формационной принадлежности предполагаемых и доказанных нижнепермских отложений на Пай-Хое является исключительно важной задачей, так как с ними можно связывать перспективы фосфатоносности и марганценосности. Поэтому, отступая от принятой нами схемы, приведем несколько подробнее стратиграфические данные, полученные в последние годы.

На правом берегу р. Кары выходит существенно глинистая сероцветная толща, которая в свое время была отнесена М. А. Масловым и А. С. Микляевым к нижней перми. Однако ниже по р. Каре появляются уже вполне «узнаваемые» ритмичные аргиллитово-песчаниковые отложения, похожие на юньягинскую (подугольную) серию Печорского бассейна. Если формационная природа аргиллитово-песчаниковой толщи, хорошо представленной в большой северной петле Кары (в 4 км по прямой ниже устья руч. Громашор), казалась очевидной (нижняя морская моласса?), то сероцветная толща, находящаяся в непосредственном контакте с черносланцевой и, как могло показаться, связанная с нею даже постепенным переходом, представляла собой некоторую «формационную загадку». Ее кажущееся согласное залегание на черносланцевой толще  $C_2-P_1$  дало основание В. С. Рогову и коллегам в 1988 г. заявить, что граница черно-

цветной и сероцветной толщ «является границей сакмарского и артинского ярусов, а не карбона и перми...» [78, с. 62]. Однако в 1987 г. А. А. Беляев установил, что здесь в действительности приведены в соприкосновение по надвигу два типа разреза перми: черносланцевый (верхи толеровой формации  $C_2-P_1^1$ ) и серосланцевый  $P_1^1$ . Выделенные А. А. Беляевым и Г. Ф. Семеновым комплексы конодонтов и находки аммоноидей в верхней части этой толщи (в глинисто-известковых слоях) позволили определить ее возраст как среднесакмарский.

Ленинградские геологи обнаружили широкое распространение этой сероцветной толщи на Пай-Хое: «...установлено, что от Полярного Урала до северо-западного окончания Югорского полуострова отмечается единый по составу и структуре комплекс пород. Комплекс выдержан по простиранию на протяжении 250 км и не сопоставляется с отложениями кечпельской свиты... и юнъягинской серией на юго-западном склоне Пай-Хоя... Изученные нами отложения предлагается выделить в самостоятельное стратиграфическое подразделение — пэтаркинскую свиту — со стратотипическим разрезом в нижнем течении р. Пэтаркаяха (правый приток р. Кары в 3 км ниже устья р. Силоваяхи), продолжающемся на правом берегу р. Кары ниже устья р. Пэтаркаяхи» [78, с. 63].

Итак, отложения пэтаркинской свиты как будто нельзя относить ни к типично флишевым, ни тем более к малассовым; правильное всего рассматривать эти отложения как флишоидную формацию. Она напоминает некоторые (существенно глинистые) разрезы яйюской свиты карбона в Лемвинской зоне Полярного Урала. В частности, обе толщи содержат конкреции марганцовистых карбонатов [76, 118].

Литохимическая характеристика отложений сероцветной толщи  $P_1^1$  основана на 23 силикатных анализах, из которых 4 уже представляли средние составы (сборные пробы). По этим данным удастся выделить 5 средних составов и 2 индивидуальных (табл. 29, рис. 31). При этом составы существенно силикатных пород с нормальной щелочностью (кл. I—IV) имеют малые дисперсии (компактные кластеры), тогда как составы мергелистых сланцев в координатах НКМ—ГМ дают сильный разброс, что нами уже неоднократно отмечалось. Поэтому их усреднение (объединение в кл. V) — процедура до известной степени условная.

Несмотря на кажущуюся невыразительность средних составов, в которых не бросаются в глаза столь яркие аномалии, как в черных сланцах, можно тем не менее отметить несколько вполне специфических особенностей толщи.

Во-первых, все породы содержат карбонатную примесь: от 5—10 % в кл. I—III и сб. пр. Ка-22А до 30—40 % в мергелистых сланцах (кл. IV, V).

Во-вторых, хотя по параметрам ГМ и НКМ малокарбонатные породы отвечают нормощелочным нормо- и суперсиаллитам, они должны квалифицироваться как *псевдосиаллиты* вследствие своей магнезиальности (MgO 4.20—4.9 %). При этом магний в основном некарбонатный, ибо в мергелях содержания MgO заметно более низкие. Поэтому можно думать, что магний входит в хлорит (или монтмориллонит). Однако известно (см. раздел 1.1), что обилие хлорита или других Mg-силикатов обычно отражает влияние вулканокластики.

Химический состав сероцветных отложений P<sub>I</sub><sup>1</sup>, мас. %

Компоненты, модули	Средние составы						Индивидуальные составы	
	Ка-22А	I	II	III	IV	V	200 1323	200 517
SiO <sub>2</sub>	55.25	56.46	55.62	52.61	50.57	48.77	55.86	60.79
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.83	1.01	1.17	0.41	0.23	0.81	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.75	15.11	16.17	18.07	9.53	4.97	13.36	10.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00	1.74	2.58	2.41	0.86	0.83	1.09	2.20
FeO	6.41	4.89	4.84	6.15	3.55	1.62	4.96	6.38
MnO	0.21	0.12	0.08	0.13	0.33	0.34	0.24	0.20
MgO	4.40	4.50	4.20	4.95	2.89	1.36	4.25	4.74
CaO	5.55	2.92	2.39	1.68	14.09	20.76	6.24	3.98
Na <sub>2</sub> O	3.60	2.51	2.49	3.64	1.34	1.63	3.16	1.18
K <sub>2</sub> O	1.40	2.31	2.33	2.12	1.31	0.48	1.51	1.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.16	0.20	0.21	0.49	0.31	0.15	2.51
BaO		0.01	0.04	0.12		0.02		
П. п. п.	7.30	7.19	7.64	6.51	14.10	18.33	7.77	5.99
Сумма	98.63	97.54	99.57	99.76	99.44	99.63	99.40	99.96
H <sub>2</sub> O	0.15	2.99	0.33	0.26	2.39	0.69	3.80	1.15
CO <sub>2</sub>	4.71	3.20	1.41	1.40	10.06	16.13	4.21	1.16
S	0.33	0.63	0.27	0.47	1.29			0.59
C <sub>орг</sub>	0.79	1.58						
ГМ	0.38	0.40	0.44	0.53	0.29	0.17	0.37	0.32
ТМ	0.047	0.055	0.062	0.065	0.042	0.046	0.061	0.053
ЖМ	0.57	0.42	0.44	0.45	0.49	0.55	0.44	0.81
НКМ	0.39	0.32	0.30	0.32	0.28	0.42	0.35	0.23
ФМ	0.21	0.20	0.21	0.26	0.14	0.08	0.18	0.22
ЩМ	2.57	1.12	1.09	1.73	1.05	3.96	2.09	1.01
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	5.00	4.82	4.83	5.76	2.65	2.11	4.67	2.35
n	1	6	4	2	2	6	1	1

В-третьих, присутствие псевдосиаллитов хорошо согласуется с обычным составом конкреционной породы (обр. 200/517, разрез мыса Нгэрка-Пэсаля, возле устья р. Песчаной) — она оказывается фосфатосодержащим сиферлитом (ЖМ = 0.81). Поскольку невысокие содержания CO<sub>2</sub> и S не позволяют связать более 3 % фемических компонентов (составляющих в сумме 13.5 %), то, очевидно, мы имеем дело с фосфатсодержащей кремнисто-шамозитовой конкрецией. Именно такие породы были нами подробно описаны в кечельской свите Лемвинской зоны Урала. Присутствие таких конкреций мы рассматриваем как признак «закамуфлированной пирокластики» в осадках [133, с. 1469].<sup>19</sup>

<sup>19</sup> Заметим, что и в мергелистых породах кл. IV содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> тоже повышено. Наряду с близостью расположения точек на модульной диаграмме это указывает на генетическое родство данных пород. Различаются они в основном по карбонатности, однако и среди фосфатсодержащих кремнисто-шамозитовых конкреций тоже имеются сильнокарбонатные [111].

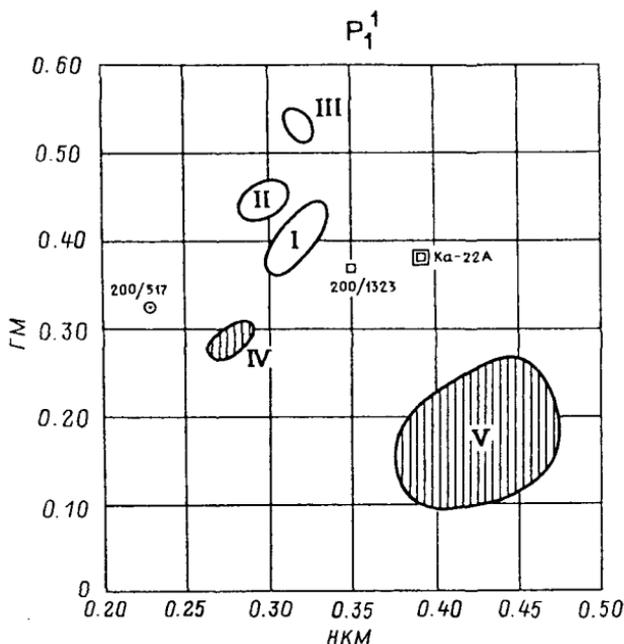


Рис. 31. Модульная диаграмма НКМ—ГМ для сероцветных отложений  $P_1^1$ .

В-четвертых, обращает на себя внимание высокая натровость всех пород  $P_1^1$ . Значения ШМ составляют 1—4, содержания  $Na_2O$  — 1.3—3.6, а  $K_2O$  — только 0.5—2.3 %, при том что макроскопически породы квалифицируются как глинистые и мергелистые. Натровость означает присутствие плагиоклаза (или парагонита, который может ему наследовать) и в свою очередь указывает на присутствие вулcano- или пирокластиче-ского основного состава (см., например, [86, с. 1469—1470]).

Наконец, в-пятых, примечателен состав п е с ч а н и к о в, залегающих в разрезе, по-видимому, выше базальной толщи глинистых и мергелистых сланцев. Они содержат около 10 % карбоната и, как им и «положено», являются более щелочными, нежели глинистые и мергелистые сланцы (НКМ 0.35—0.39 против 0.28—0.39). Но при этом они оказываются не силитами (как большинство песчаников), а тоже псевдосилитами ( $MgO$  4.40—4.25 %), что подчеркивает высокое содержание хлоритового «матрикса» в их составе. Другими словами, состав песчаников отвечает грауваккам.

Итак, комплекс литохимических особенностей (магнезиальность, железистость, натровость, фосфатность) сероцветной толщи  $P_1^1$  на Пай-Хое позволяет поддержать старую идею В. И. Устрицкого [88] о сопоставлении этой толщи с кечпельской свитой  $P_1^1$  в Лемвинской зоне Урала — вопреки мнению В. С. Рогова и др. [88], отвергающих такое сопоставление. Как видим, идея В. И. Устрицкого получает основательные геохимические подтверждения.

Таблица 30

Фазовый химический состав отложений P<sub>1</sub>, мас. %

Компоненты, показатели	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
H. о.	41.92	53.56	59.70	56.11	73.37	77.17	78.67	80.62
CO <sub>2</sub>	23.86	18.62	15.81	16.32	8.42	5.73	4.83	3.13
CaO	29.09	21.22	17.19	17.36	8.92	4.88	4.06	2.15
MgO	0.75	1.09	1.33	2.19	1.19	1.68	1.57	2.02
MnO	0.52	0.41	0.46	0.40	0.27	0.13	0.17	0.08
FeO	1.04	1.53	1.70	2.13	2.77	1.70	2.75	2.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.12	He опр.	0.17	—	0.81	0.61	1.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.95	0.91	2.38	0.26	0.23	0.19	0.92	0.25
Сумма	97.90	97.06	98.56	94.88	95.16	92.27	93.58	91.91
M	2.40	4.55	6.25	9.75	9.10	20.01	18.25	30.92
F	5.01	8.06	10.63	11.67	23.33	21.72	34.51	36.48
n	7	5	2	6	4	2	6	2

Таблица 30 (продолжение)

Компоненты, показатели	IX	X	150 310	200 531	156 328	Ка52 941	156 331	200 525
H. о.	83.15	35.77	28.78	62.80	63.12	25.76	81.44	80.84
CO <sub>2</sub>	2.32	1.58	8.78	13.88	10.38	30.38	4.80	4.88
CaO	1.23	30.89	36.25	16.71	7.67	28.27	3.53	3.65
MgO	1.86	0.14	0.90	1.09	0.60	8.26	1.88	1.64
MnO	0.06		0.92	0.37	0.01	0.52	0.08	0.04
FeO	3.55		0.78	2.88	1.58	3.74	0.73	1.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.		0.33	—	0.17	He опр.	—	0.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	23.46	21.44	0.16	12.44	1.02	0.32	0.26
Сумма	92.93	91.85	98.18	97.89	95.97	97.96	92.78	93.59
M	29.68	0.44	2.32	5.18	6.09	20.25	30.23	22.53
F	52.18		4.38	15.44	16.13	10.44	13.02	27.34
n	3	7	1	1	1	1	1	1

Таблица 30 (продолжение)

Компоненты, показатели	$\frac{200}{522}$	Пачка $C_{2-3}^b$		Пачка $C_{2-3}^c$		Отложения $C_{2-3}$ нерасчлененные			
		$\frac{Ka57}{1000}$	$\frac{Ka67}{1230}$	$\frac{Ka41}{693}$	$\frac{Ka52}{922}$	IV	V	VI	VII
Н. о.	83.26	9.78	22.18	30.30	47.74	4.57	24.80	47.29	32.30
CO <sub>2</sub>	4.73	39.16	33.38	0.61	12.39	41.32	32.13	20.81	28.45
CaO	3.34	30.02	23.27	31.32	19.30	50.85	35.02	20.05	23.15
MgO	1.34	12.48	13.26	0.15	1.40	1.17	2.62	4.53	9.70
MnO	0.05	2.24	1.52	0.15	0.01	0.25	0.60	0.35	0.74
FeO	4.25	1.80	2.16	1.22	0.28	0.12	1.30	1.28	1.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	He опр.			2.67	He опр.		0.54	0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.14	0.06	12.00	17.55	0.39	0.07	0.12	1.48
Сумма	97.21	95.62	95.83	75.57	101.34	98.55	96.53	94.87	97.46
M	14.92	26.82	32.98	0.46	5.99	2.26	6.80	17.26	27.50
F	47.88	8.68	9.15	4.17	11.46	0.47	4.92	6.45	6.84
n	1	1	1	1	1	3	2	5	3

Таблица 30 (продолжение)

Компоненты, показатели	Отложения $C_{2-3}$ нерасчлененные								
	Ka-13P	$\frac{150}{229}$	$\frac{150}{233}$	$\frac{150}{234}$	$\frac{150}{237}$	$\frac{150}{239}$	$\frac{150}{242}$	$\frac{150}{253}$	$\frac{150}{890}$
Н. о.	60.32	25.38	34.62	44.02	26.16	43.94	28.82	47.46	48.32
CO <sub>2</sub>	16.13	3.01	1.13	0.47	1.29	0.83	0.70	3.62	10.49
CaO	15.55	35.89	31.43	24.53	36.76	28.12	32.90	26.65	16.75
MgO	2.18	0.22	0.22	—	0.22	—	0.11	0.22	4.95
MnO	0.40								
FeO	2.11								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.								
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.00	25.66	24.22	19.57	27.78	22.53	26.65	17.84	8.08
Сумма	97.69	90.16	91.60	88.59	92.91	95.42	89.18	95.79	88.59
M	10.77	0.61	0.70	—	0.59	—	0.33	0.82	22.81
F	12.40	—	—	—	—	—	—		
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 30 (продолжение)

Компоненты, показатели	Отложения $C_{2-3}$ нерасчлененные						
	$\frac{Ca38}{635}$	$\frac{150}{248}$	$\frac{150}{249}$	$\frac{150}{247}$	$\frac{Ca24}{475}$	$\frac{150}{251}$	$\frac{150}{873}$
H. о.	47.82	53.42	93.80	45.04	83.94	92.80	91.40
CO <sub>2</sub>	2.24	16.64	1.19	20.27	0.20	0.57	0.10
CaO	22.23	13.85	0.72	14.31	0.87	0.36	0.12
MgO	0.68	2.72	0.16	2.70	0.15	0.16	0.09
MnO	0.06	6.80	0.18	11.09	1.32	0.02	
FeO	1.58	1.56	0.46	1.44	0.05	0.78	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	1.61	0.07	0.91	He опр.	0.17	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	7.45	—			0.26		0.28
Сумма	82.06	96.60	96.58	95.76	86.79	94.86	91.99
M	2.77	10.91	10.53	9.14	6.28	12.12	48.86
F	6.68	33.53	42.11	42.42	57.32	60.61	—
и	1	1	1	1	1	1	1

Статистическая обработка 44 фазовых «карбонатных» анализов отложений сероцветной  $P_1$  позволяет выделить 9 средних и 7 индивидуальных составов (табл. 30, рис. 32). Как видно из приведенных данных, большинство пород по высокому выходу нерастворимого осадка характеризуются как глинистые мергели, карбонатсодержащие глинистые сланцы и в лучшем случае — как известковые мергели (кл. I).

В поле Ca-класса (№ 1 на треугольнике FCM) попадают кл. I—III и часть кл. IV. У этих пород близкие показатели содержания растворимых MgO и FeO (в среднем 0.7—2.0 и 1.0—2.0 соответственно, а в обр. 200/131 — до 2.9 % FeO) и повышенные содержания фосфора, которыми особенно выделяются конкреционные породы кл. III (2.4 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). В наиболее карбонатных породах кл. I повышены и содержания MnO (0.52 %); еще больше MnO (0.9 %) в карбонатном веществе фосфорита (обр. 150/310). Значительный дефицит суммы в породах кл. IV указывает на присутствие растворимых аутигенных силикатов.

В поля Ca-Mg (№ 2) и Mg-Ca (№ 3) классов попадает большая часть кл. IV, кл. VI и V; контур последнего сечет границу этих классов, а также ряд индивидуальных составов, в том числе конкреций (Ка 52/941, 156/328, 331). Сильный дефицит суммы в обр. 150/331 указывает на возможное присутствие аутигенных силикатов.

В поле Ca-Fe-Mg и Fe-Mn классов (№ 5, 6) попадают низкокарбонатные породы кл. VII—IX, для которых характерны повышенные содержания растворимых FeO (2.3—3.5 %), MgO (1.6—2.0 %) и сильный дефицит суммы. Кроме того, карбонатсодержащие глинистые сланцы кл. VII отличаются повышенным содержанием фосфора.

Геохимическое поле элементов-примесей в сероцветных отложениях  $P_1^1$  спокойное и, конечно, не идет в сравнение с геохимическим

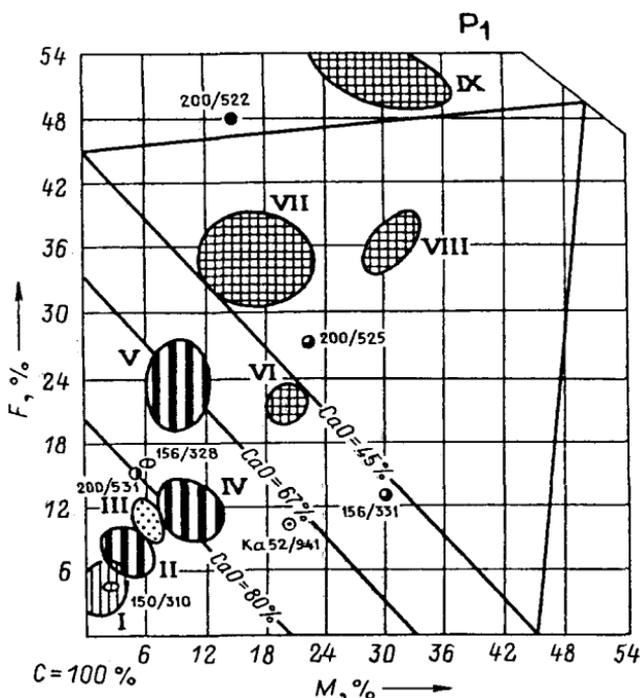


Рис. 32. Фазовый состав сероцветных отложений  $P_1$ .

полам черных сланцев. Тем не менее, по формальному признаку ( $> 1\%$   $C_{орг}$ ) глинистые породы также могли бы квалифицироваться как низкоуглеродистые черные сланцы. Однако, согласно принятому нами определению черных сланцев [124, с. 10—11], органическое вещество в них должно быть существенно аквагенным. Так ли это в данном случае — неизвестно, но по крайней мере углистый детрит в кечпельской свите Полярного Урала заведомо терригенный, а не аквагенный [124, с. 154].

Геохимические аномалии в этой толще отмечены только для фосфора, марганца и стронция (табл. 31). Выше уже отмечалось

Таблица 31  
Содержание элементов-примесей в сероцветных отложениях  $P_1^I$ , г/т

Выборки (сборные пробы)	n	$C_{орг}$	$P_2O_5$	S	Ba	Sr	F	Se	U	Rb	Th	Hg	B
		%											
Песчаники	2	1.03	0.16	0.33	145	145	180	4	2.2	51	4.1	0.038	89
Мергели	3	0.86	0.38			840	240	2.3	2.1	18	2.9	0.019	34
Глинистые сланцы	3	1.85	0.18	0.40		130	270	6	3.1	65	6.0	0.020	150

присутствие в разрезе мыса Нгэрка-Пэсаля фосфатсодержащих кремнисто-шамозитовых конкреций — характернейшего компонента кечпельской свиты. Однако и в некоторых мергелях содержания  $P_2O_5$  несколько повышенные — на уровне около 0.5 % (табл. 30). В сб. пр. Ка-13Ч, составленной из двух проб мегаконкреций, залегающих в мергелях (обн. Ка-62, правый берег р. Кары, в 2.2 км по прямой ниже устья р. Громашор) размером  $1.0 \times 0.3$  м (обр. Ка62/1147) и  $3.5 \times 0.4$  м (обр. Ка62/1149), фазовый карбонатный анализ показал 3.0 %  $P_2O_5$ , 0.66 %  $MnO$  и (что неожиданно) 0.50 %  $Ba$ . В мегаконкреции размером не менее  $1 \times 1$  м из другого обнажения (обр. Ка52/941, правый берег р. Кары выше р. Громашор) содержится около 1 %  $P_2O_5$ .

Мергелистые сланцы даже в среднем обогащены стронцием — 840 г/т, а в сб. пр. Ка-12В — 900 г/т, что может указывать на режим седиментации с быстрой изоляцией карбонатного вещества от наддонной воды. Особенно любопытна аномалия  $Sr$  в мегаконкрециях (Ка-13Ч — 977 г/т), поскольку известно, что  $Sr$  в карбонатных конкрециях, как правило, не накапливается. В данном случае можно думать, что ранняя литификация этих конкреций могла сыграть роль изолирующего (консервирующего) фактора сохранности первичного стронция в карбонатах [137].

Приведенные данные о фосфатности отложений  $P_1^1$  заслуживают внимания. Они могут указывать на существование фосфатносного геохимического горизонта, быть может совмещенного с марганценосным. Во всяком случае, в литологически сходной толще воргашорской свиты  $S_2^2$  в Лемвинской зоне (р. Харута Лемвинская) фосфориты лежат непосредственно под горизонтом с  $Mn$ -носными карбонатами [66, с. 16]. В этой связи важно отметить, что в основании глинистой толщи  $P_1^1$  на р. Пэтаркаяха В. С. Рогов и Э. И. Галицкая [76] описали горизонт с  $Mn$ -носными карбонатными мегаконкрециями. Тем самым они открыли на Пай-Хое «новоземельский» уровень марганценосности, существование которого в свое время нами только предполагалось [65, с. 29].

## Глава 2. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Богатые материалы, полученные в ходе регионально-геохимических исследований на Пай-Хое, позволяют детализировать некоторые специальные вопросы геохимии черных сланцев, такие, например, как геохимия органического вещества, диагенетическое минералообразование, сернокислотное выветривание и др. Более того, можно утверждать, что для освещения ряда таких вопросов Пай-Хой, быть может, представляет собой один из лучших геологических «полигонов» мира.

### 2.1. Геохимия органического вещества

Сингенетическое органическое вещество (ОВ), как мы видели, является породообразующим компонентом пайхойских черных сланцев. Как известно, именно присутствие повышенных содержаний ОВ в значительной мере определяет специфику металлосодержание черных сланцев, а также содержание в них таких «биогенных» элементов, как сера и фосфор [128, с. 17]. Однако до начала регионально-геохимических работ (1977—1979 гг.) ОВ пайхойских черных сланцев никем не изучалось, если не считать sporadических указаний на находки здесь кое-где жильных антраксолитов [26]. Начиная с 1986 г. в печати стали появляться результаты органо-геохимических исследований, выполнявшихся нами совместно с сыктывкарскими, ленинградскими и таллинскими физиками и химиками (А. А. Иевлев, Т. Н. Красавина, Р. Э. Вески с сотрудниками) [24, 40—42, 44, 45, 117]. В этих исследованиях можно наметить определенную этапность, связанную с последовательным применением более тонких методов работы.

Сначала было предпринято общее (региональное) изучение распределения ОВ по типам пород и по разрезу, морфологии его частиц и степени его преобразованности (катагенеза). Эта работа была выполнена традиционным методом оптической микроскопии, химического и термографического анализов [117]. Были впервые установлены содержания ОВ, характеризующие геохимический фон для отдельных интервалов пайхойского разреза. В качестве оценки фона использовалось медианное содержание  $C_{орг}$ :

Отложения	Медианное содержание
	$C_{\text{орг}}$ %
$C_2-P_1$ (65)	2.5
$C_1^{2-2}-C_1^3$ (30)	0.5
$C_1^{2-1}$ (46)	4.5
$D_3^{1-2}-C_1^1$ (53)	1.5
$D_2-D_3^{1-1}$ (37)	0.5
S- $D_1$ (18)	5.5
$O_2^1-O_3^1$ (29)	0.5

Примечание. В скобках — число анализов. По результатам исследований О. С. Мерц, выполненных на более значительном материале, медианное содержание  $C_{\text{орг}}$  в отложениях S- $D_1$  можно оценить как 3 %.

Как видим, в согласии с формационным делением А. И. Елисеева [35], «истинно-черносланцевыми» (для столь метаморфизованных пород это означает содержание  $C_{\text{орг}} > 0.5$  %) оказались нижняя толеровая формация (5.5 %), фтанитовая формация (1.5 %) и верхняя толеровая формация, в которой особенно выделяются нижневизейские слои (4.5 %). Аномальные содержания  $C_{\text{орг}}$  (свои для каждой толщи) нередко достигают 13—14 %, а «ураганные», превышающие иногда 50 %, встречаются в измененных пористых породах, образованных по субстрату нижневизейских силицитов.

Микроскопическое изучение распределения ОВ в прозрачных шлифах позволило выявить 5 морфотипов ОВ. Наиболее распространённой формой нахождения ОВ во фтанитах, глинисто-кремнистых сланцах, известняках является *равномернодисперсная*. Мы видим в прозрачных шлифах однородную непросвечивающую массу, равномерно импрегнирующую тонкозернистую основную ткань породы и не затрагивающую остатки радиолярий и кремнистых губок. Частицы ОВ очень мелки и по отдельности, как правило, не различимы (рис. 33 а, б). Иногда реликты ОВ сохраняются и во внутренних частях раковин радиолярий (рис. 33, в): вероятно, это указывает на быстрое захоронение последних. Очень часто встречается и *микрослоистое* распределение ОВ, несомненно наследующее первичное распределение его в осадке. Обычно слоики более глинистые богаче ОВ по сравнению с более карбонатными. Нередко встречается и *макрослоистое* распределение. Оно наблюдается в тех интервалах разреза, где много прослоев туфов или кремнистых туффитов. Эти прослои выделяются своим светлым тоном на фоне вмещающих их фтанитов или кремнистых сланцев. По-видимому, пеплопады прерывали жизнедеятельность кремневого планктона, на время «выключая» биогенную кремнистую седиментацию. В литературе нередко высказывалось мнение о благоприятности продуктов вулканизма для генерации «вспышек жизни». Вполне вероятно, что отмирание планктона в период пеплопадов (обогатившее воду элементами-биогенами), а также «удобрение» воды растворимыми компонентами вулканических пеплов действительно вызвали всплеск биопродуктивности, но лишь после пеплопадов.

В результате наложения на первичные микрослоистые текстуры кливажа под углом, не совпадающим со слоистостью, получают явно вторичные текстуры — *линзовидно-слоистая* (рис. 33, д, ж), которая может выродиться в беспорядочную, линзовидно-пятнистую (рис. 33, е). Очевид-

но, что ОВ могло мигрировать вдоль плоскостей сланцеватости в процессах пластического течения вмещающей его минеральной матрицы. Особый тип представляет собой распределение ОВ в фосфоритовых конкрециях, где оно оттеснялось в поры и интерстиции между красивыми инкрустациями кристаллических агрегатов фосфата (рис. 33, д).

Перечисленные морфотипы ОВ в основном характеризуют сингенетичное (автохтонное или паравтохтонное) ОВ. Для аллохтонного эпигенетического антраксолита характерно *вкрапленно-прожилковое* распределение. Оно наблюдалось в визейских («окская» толща  $C_1^{2-2}$ ) известняках в районе Карских радиоактивных аномалий (рис. 34).

Для изучения степени катагенеза ОВ была подобрана коллекция из 19 сборных проб, представляющих весь разрез от ордовика до перми (табл. 32). Для этих проб выполнили термический анализ по методике, специально предназначенной для сравнительного изучения степени катагенеза-метаморфизма ОВ в сопоставимых условиях. Суть ее заключается в сильном буферировании проб инертной средой ( $d-Al_2O_3$ -шамот) до оптимального диапазона концентраций, близкого для всех анализируемых проб: это обеспечивает получение четких термоэффектов с хорошей воспроизводимостью. Анализ вели на приборе УТА-1 в воздухе, со скоростью нагревания навески 60 град/мин. Известно, что величина начала выгорания углеродистого вещества — экзоэффекта на термограмме ( $T_{из}$ ) — является функцией степени метаморфизма ОВ. Считается, что  $T_{из}$  около 500° отвечает каменному углю марки Т, 550° — характеризует антрациты и несовершенные графиты, 600—650° — более окристаллизованное графитовое вещество. Дополнительным, хотя и грубым критерием является величина слабых рефлексов  $d_{002}$  на дифрактограммах,<sup>1</sup> в области диффузного гало от ОВ (в целом рентгеноаморфного): значения  $d_{002}$  от 3.40 Å и более отвечают углям, менее 3.40 Å — несовершенным графитам, кристаллический графит имеет рефлекс 3.35 Å.

Как видно из данных табл. 32, ОВ пайхойских проб показывает  $T_{из}$  550—600°, характерную для антрацитов и несовершенных графитов. При этом во многих пробах отмечается раздвоение пиков экзоэффектов с частными максимумами, различающимися на 50—100°. Такая картина свидетельствует о присутствии двух видов ОВ, отличающихся по степени преобразованности. Вероятно, низкотемпературные эффекты дает равномерно-рассеянное ОВ, лучше «запечатанное» минеральной матрицей, а более метаморфизовано отчасти сконцентрированное ОВ миграционной или паравтохтонной природы. Сколько-нибудь ясной зависимости степени катагенеза ОВ от возраста отложений не видно. Очевидно, пайхойские сланцевые толщи претерпели достаточно равномерный прогрев на всю мощность. Это хорошо согласуется с представлениями о том, что сланцевая толща Пай-Хоя залегает в виде очень крупной аллохтонной пластины, перемещенной с севера или востока не менее чем на 40 км [89].

Мы располагали также концентратами ОВ некоторых проб, полученных путем жестокой кислотной деминерализации, включавшей в

<sup>1</sup> Как указывает А. А. Иевлев [41, 45], использование рефлекса  $d_{002}$  осложняется еще и тем, что на него накладываются рефлексы слюды, которая не удаляется полностью и при жесткой кислотной деминерализации проб.

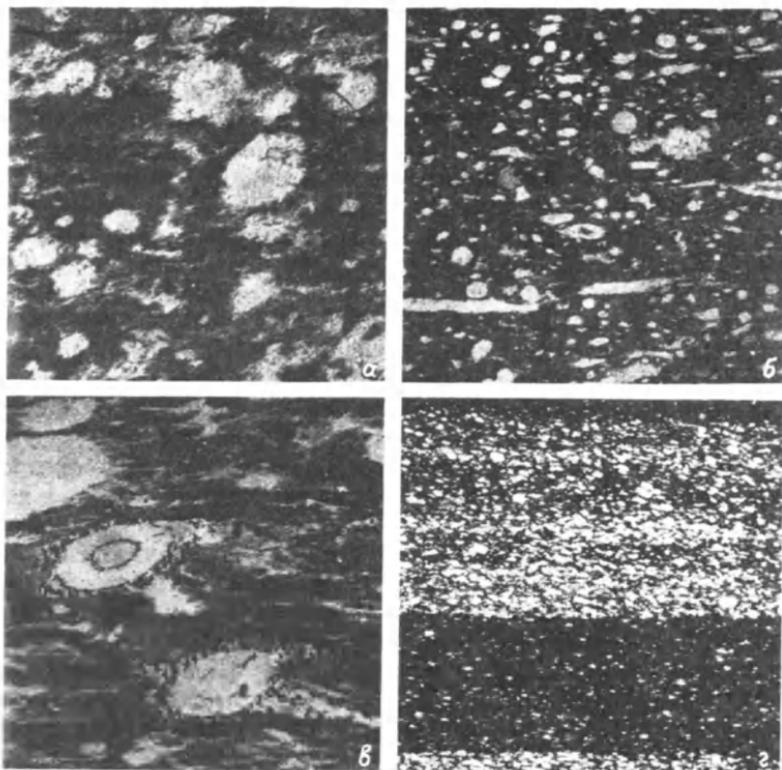


Рис. 33. Типы распределения рассеянного органического вещества.

*а* — сланцеватый радиоларит  $C_1^1$ , р. Пэяха, обр. 35/216,  $\times 80$ ; *б* — спонголит  $C_1^1$ , там же, обр. 37/252,  $\times 40$ ; *в* — концентрация ОВ в остатках радиоларий на фоне равномерного распределения, радиоларит  $C_1^1$ , р. Пэяха, обр. 36/240,  $\times 60$ ; *г* — тонкослоистое, черный кремнистый сланец *S*, руч. Дарка-Рузьшор, обр. 42/477,  $\times 10$ ; *д* — линзовидно-слоистое, черный радиоларит  $D_3^3$ , р. Пэяха, обр. 35/216А,  $\times 50$ ; *е* — линзовидно-пятнистое, черный радиоларит  $D_3^3$ , р. Кара, обр. 27/134,  $\times 50$ ; *ж* — линзовидно-слоистое, переориентированное сланцеватостью, известковый радиоларит  $D_3^3$ , р. Кара, обр. 29/156,  $\times 50$ ; *з* — пятнистое беспорядочное, кремнистый фосфорит  $C_2^1$ , р. Лабсуйяха, обр. 206/1397,  $\times 50$ .

себя следующие процедуры: 1) удаление карбонатов обработкой 10 %-ной  $HCl$ , 2) разложение силикатов в концентрированной  $HF$ , 3) удаление фторидов кипячением в 20 %-ной  $HCl$ , 4) удаление пирита кипячением в  $HNO_3$ . После каждой процедуры растворы декантировались, после последней осадок отмывался и затем центрифугировался в смеси  $KI$  и  $CdI_2$ , с разделением по плотности  $2.3 \text{ г/см}^3$ . Легкая фракция, состоящая в основном из углеродистого вещества, отмывалась и далее анализировалась.

Как видно из табл. 33, величина  $T_{\text{ин}}^{\text{ин}}$  исходных образцов и выделенных из них концентратов ОВ отличается на  $50$  и даже  $100^\circ$ : ОВ в концентратах выглядит значительно менее метаморфизованным, чем ОВ в породах. Очевидно, что более достоверную картину дает только последнее; вероятно, ОВ, метаморфизованное даже до стадий ПА-А, оказывается не вполне инертным в процессах жесткой кислотной деминерализации.

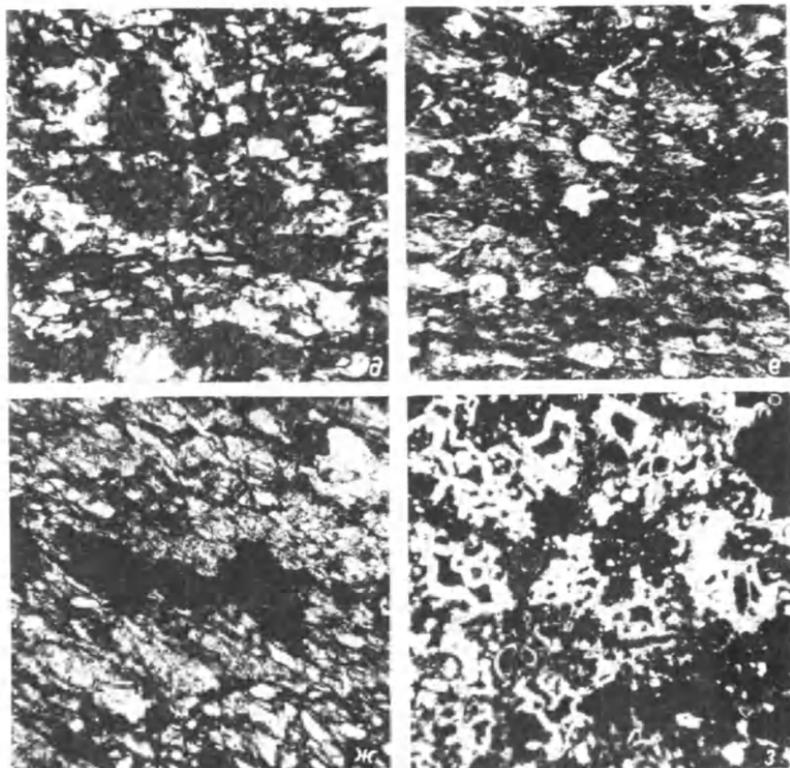


Рис. 33 (продолжение).

Может быть, небезобидна азотнокислая обработка? Кроме того, должны растворяться «конституционные» минеральные примеси самого ОВ, что приведет к его диспергированию и вследствие этого — к понижению порога активации начала выгорания. В результате, по-видимому, ОВ начинает выгорать при более низкой температуре, нежели исходное. Такая интерпретация основана на данных геохимии углей, показывающих, что процесс угляного «метаморфизма» сопровождается потерей конституционных минеральных примесей — так называемых растительной и сорбционной зол. Однако «вынос сорбционных компонентов из углей может быть не полным (удаление из угляного пласта), а иметь характер минерализации, т. е. превращения сорбционной золы в минеральные соли (кальцит и др.). По-видимому, с этим феноменом можно связывать изменение обогатимости углей в метаморфическом ряду» [105, с. 159].

В дальнейшем с использованием комплекса показателей (отражательная способность витринита рассеянного и концентрированного ОВ, индекс окраски конодонтов, размерность ультракристаллитов кварца в силицитах, присутствие метаморфогенных щелочных амфиболов в яшмоидах) была предпринята новая попытка определения степени катагенеза пайхойских толщ. Оказалось, что в околотовных частях пайхойского

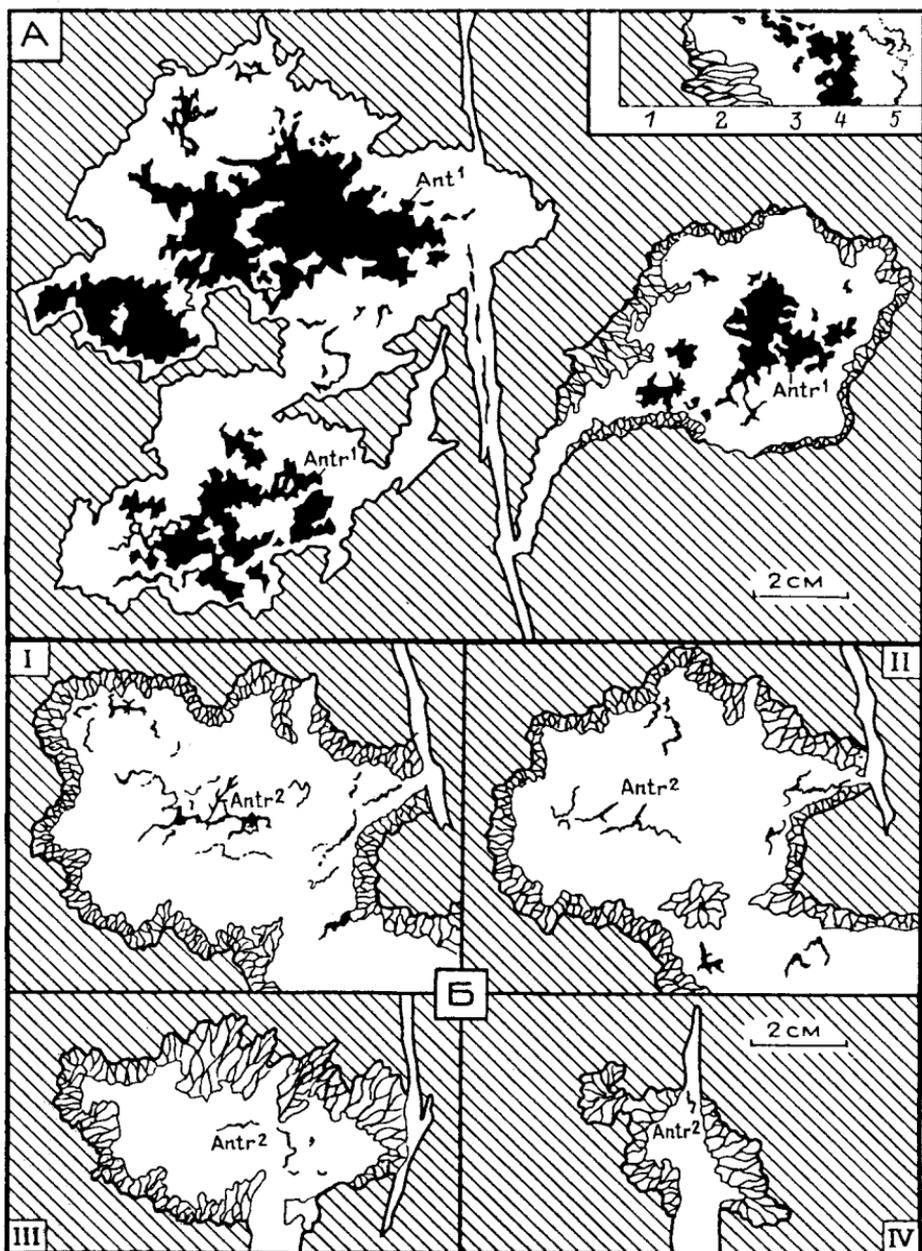


Рис. 34. Выделения крупноблочного (А) и тонкодисперсного (Б) антраколита в центральной части кальцитовых обособлений в слое детритового известняка среднего—верхнего визе. Рис. А. А. Беляева.

Последовательные поперечные срезы (Б, I—IV) кальцитового обособления с тонкодисперсным антраколитом. Р. Кара, правый берег, 0,8—1,1 км ниже устья р. М. Серью. На врезке: 1 — криноидно-детритовый серый известняк, 2 — темно-серый кристаллический кальцит, 3 — белый крупноблочный кальцит; 4, 5 — антраколит (4 — крупноблочный, Antr<sup>1</sup>, 5 — тонкодисперсный, Antr<sup>2</sup>).

Некоторые характеристики состава черных сланцев Пай-Хоя по сборным пробам

Номер пробы	n	Геол. возраст	Породы	C <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	T <sub>нэ</sub> , °C
				%		
Хэ-1А	4	O <sub>2</sub>	Кремнисто-глинистые сланцы	1.10	0.48	600
Хэ-8ГА	5	»	Кремнисто-глинистые, карбонатные сланцы	1.15	7.08	600
Ка-1Б	7	S	Углеродистые карбонатные силициты	6.27	9.12	550
Ка-2А	7	»	Глинисто-кремнистые сланцы	0.95	0.99	500—600
Ка-17Б	6	»	Углеродистые силициты	5.11	3.40	550
Ка-17Д	4	D <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Глинисто-кремнистые сланцы	2.55	0.10	600
Ка-14В	10	D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	Силициты	1.50	0.92	550—600
Ка-17Е	3	»	»	2.97	0.44	550
Хэ-4ЖА	2	»	Глинисто-кремнистые сланцы	37.26	0.19	500—600—650
Ка-4В	3	D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	Силициты	3.03	0.18	600
Ка-14К	5	»	»	1.64	0.25	600
Хэ-4А	3	»	»	2.23	3.85	500—600—650
Ка-15Б	9	C <sub>1</sub> <sup>2-1</sup>	»	3.31	0.10	600
Хэ-5А	7	»	Силициты углеродистые	7.02	3.56	550—600—650
Ка-5Ж	2	C <sub>1</sub> <sup>2-2</sup>	Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы	9.49	0.10	500—650
Ка-6Б	3	C <sub>2</sub> -C <sub>3</sub> (?)	Силициты	1.72	2.23	500—550 600—650
Ка-17К	3	»	Глинисто-кремнистые сланцы	4.07	0.10	550—600
Хэ-6А	2	»	Силициты	2.81	0.28	550—600—650
Хэ-6В	4	»	Глинисто-кремнистые сланцы	1.83	0.46	600

Примечание. Пробы с индексом Ка — район р. Кары, ЮВ Пай-Хой, с индексом Хэ — район р. Хенгурью, Центр. Пай-Хой; n — число частных проб, вошедших в сборную; T<sub>нэ</sub> — температура начала экзотермического эффекта.

сланцевого аллохтона, там, где он ограничивается региональными надвигами, все показатели имеют тенденцию к аномальности. Это связывается с дополнительной генерацией тепла при динамометаморфизме, когда температуры, по-видимому, достигали 350—450°, а давления, возможно, до 10 кбар во фронтальных частях надвигов [89]. Все же и максимальные цифры, и оценка средней (фоновой) температуры прогрева пайхойского аллохтона (~300°) оказались значительно ниже, чем полученные в первых термографических исследованиях. Причина таких расхождений может заключаться просто в неадекватности примененных методик. Показательно, в частности, сравнение термических анализов одних и тех же проб, выполненных в Ленинграде и Таллинне (табл. 34).

Результаты термического анализа исходных проб углеродистых пород (1)  
и концентратов ОВ (2)

Номер пробы	Порода	Место отбора	Геологический возраст	$T_{из}$ , °C(1)	$T_{из}$ , °C(2)
144/269	Углеродистый кремнистый сланец	Р. М. Седью	D <sub>3</sub>	550	450
75/980K	Углеродистый глинистый сланец	Р. Путью	D <sub>2</sub> <sup>1</sup> —D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	550	450
124/630	Фтанит пористый	Р. Силоваяжа	C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	500	450
115/527	Сланец углеродистый кремнисто-глинистый	То же	C <sub>2</sub> <sup>1</sup>	500	450
203/1452	Фосфорит углеродистый кремнистый	Р. Лабсуйяжа	C <sub>2</sub> <sup>1</sup>	500	450

Как видим, эстонские аналитики получили значения  $T_{из}$ , гораздо более низкие (на 50—200°), нежели ленинградские. «Столь сильная зависимость термоэффектов от методики проведения термического анализа вынуждает с большой осторожностью подходить к полученным результатам, а также ставит вопрос о необходимости ввести в аналитическую практику эталонные образцы» [24, с. 102].

Итак, становится очевидным, что термография как самих пород, так и концентратов ОВ позволяет сугубо приблизительно судить о степени термального эпигенеза сланцевых толщ Пай-Хоя. Больше обещают прямые физические методы, позволяющие судить о структурном типе углеродистого вещества. А. А. Иевлев выполнил тонкое электронно-микроскопическое и микродифракционное изучение трех концентратов ОВ, выделенных путем мацерации из турнейского радиолярита, нижневизейского карбонатно-кремнистого сланца и башкирского кремнистого сланца. Было обнаружено, что ОВ образует цепочечные постройки, состоящие из отдельных овальных частиц поперечником от 0.2 до 0.02 мкм. Каждая такая частица в свою очередь является агрегатом более мелких сферических частиц диаметром ~ 60 Å. По кристаллографическим характеристикам (межплоскостные расстояния и плотность заселения атомами углерода координационных сфер) ОВ «можно рассматривать как углеродный материал с зачатками графитовой структуры или как смесь графитоподобного и аморфного материалов» [41, с. 45]. Такой промежуточный характер структуры выявляется и на рентгенограммах, где имеется рефлекс несовершенного графита ( $d_{002} = 3.37 \text{ Å}$ ) наряду с широкими рефлексами аморфного углерода (2.02 и 1.17 Å) [41].

Понятно, что ОВ пайхойских черных сланцев, преобразованное до состояния антрацита и несовершенного графита, почти лишено битумоидных компонентов, эмигрировавших из пород в процессах нафтогенеза<sup>2</sup>

<sup>2</sup> Очевидно, что масштабы такой эмиграции были огромными вследствие огромных масс самого ОВ; это делает для Пай-Хоя крайне актуальной проблему связи нафто- и рудогенеза [147, с. 36] — идея, к которой независимо друг от друга приходили разные геологи, например академик Н. П. Юшкин, занимавшийся топоминералогией Пай-Хоя и Новой Земли [148].

Сравнение величин  $T_{H_2}$ , полученных в разных лабораториях [24, 117], °С

Номер пробы	СПб. (ВСЕГЕИ), установка УТА-1 с буфером	Таллинн, дериватограф, без буфера
Хэ-5А	550; 600—650	480 (исх пр.), 470 (обраб. HCl)
Ка-1Б	550	490 (исх пр.), 460 (обраб. HCl)
Ка-5Ж	550; 650	465 (исх пр.), 480 (обраб. HCl)

[127]. Отсутствие «живых» битумоидов ограничивает возможности получения информации о составе первичного ОВ — прекурсора современного высококарбонизированного углеродистого вещества. Однако эстонские химики в течение многих лет успешно применяют метод окислительной деструкции ОВ перманганатом калия. Получаемые в этом процессе низкомолекулярные ОВ дают ценную информацию о структурно-химическом типе исходного неметаморфизованного ОВ. Окислительной деструкции были подвергнуты сборные пробы Хэ-5А, Ж и Ка-1Б (табл. 32, 33). Для сравнения изучали также шунгит.

Во время окисления навесок этих проб в щелочной среде при 60 °С в течение 1 ч среди прочих соединений в следовых количествах образовались алифатические кислоты (с преобладанием монокарбоновых  $C_{16}$  и  $C_{18}$ ). Скорее всего, они получились из битумоидов.

В процессе исчерпывающего окисления при 95 °С (расход  $KMnO_4$  от 12.8 (Ка-5Ж) до 16.7 г (Хэ-5А) на 1 г ОВ сланца, а в шунгите — только 4.2 г) образовалось много меллитовой кислоты, а также 1,2,3,4- и 1,2,3,4,5-бензолкарбоновые кислоты (рис. 35). В пробе силурийского черного сланца Ка-1Б удалось в следовых количествах обнаружить бензолди- и бензолтрикарбоновые кислоты. Примерно такой же состав кислот характерен и для продуктов окисления шунгита, хотя он окисляется неполностью. То, что ОВ наших сланцев окисляется легче, чем шунгитовое, может быть связано не с их структурными различиями (между ними, по-видимому, больше сходства, чем различий, см. [45]), а просто с относительно более высокой сернистостью пайхойских ОВ по сравнению с шунгитами.

Итак, проведенные к настоящему времени исследования позволяют сделать некоторые выводы.

1. Настоящими черносланцевыми толщами, удовлетворяющими нашему определению черных сланцев (ОВ существенно аквагенного типа,  $C_{орг}$  более 0.5 % для относительно метаморфизованных толщ), являются силурийско-нижнедевонская нижняя толеровая формация, верхнедевонская фтанитовая формация и карбон-пермская верхняя толеровая формация.

2. Преобладающим морфотипом ОВ в породах является дисперсно-рассеянный, широко развито и микрослоистое распределение. Другие морфотипы (например, линзовидно-слоистый, пятнистый и т. п.) можно

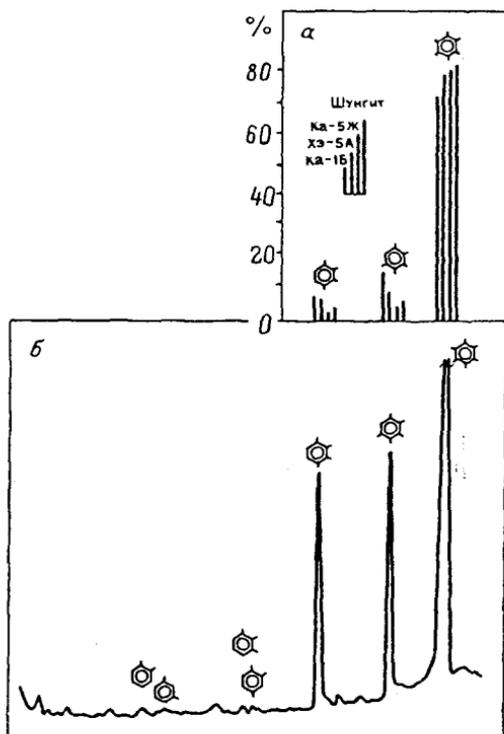


Рис. 35. Компонентный состав (а) и хроматограмма (б) бензолкарбоновых кислот, образовавшихся при исчерпывающей окислительной деструкции  $\text{KMnO}_4$  черных сланцев (б — сб. пр. Ка-1В) и эталонного шунгита при 95 °С.

трактовать как вторичные, связанные с частичной миграцией ОВ или его битуминозных фракций. Макрослоистое распределение ОВ в пачках с прослоями туфов, по-видимому, — результат периодического прекращения фоссилизации ОВ в период пеплопадов.

3. Данные органической геохимии (в частности, преобладание меллитовой кислоты в продуктах исчерпывающей окислительной деструкции) подтверждают, что ОВ имеет аквагенную природу и содержит высококонденсированные ароматические структурные элементы.

Прожилково-вкрапленный морфотип образует миграционное ОВ — антраксолит, по своим структурным характеристикам представляющий собой смесь несовершенного графита и аморфного углерода с элементами зачаточной трехмерной упорядоченности [42, 89].

4. По совокупности всех примененных методов исследования (термография, окислительная деструкция, микрофракция электронов, рентгеновский анализ) можно сделать вывод, что ОВ пайхойских черных сланцев содержит в себе две углеродные фазы микроглобулярного строения. Одна из них отвечает аморфному углероду, по ряду признаков напоминающему шунгит, а другая структурно более упорядочена и соответствует несовершенному графиту.

Можно допустить, что шунгитоподобная фаза отвечает автохтонному ОВ, сильно «запечатанному» в минеральной матрице черных сланцев, тогда как фаза с более упорядоченной структурой отвечает паравтохтонному ОВ, претерпевшему некоторую миграцию. Ясно, однако, что исследования в этом направлении (и, в частности, возможности обнаружения углеродистых фаз, содержащих структуры фуллеренов, как в карельских шунгитах) находятся в самой начальной стадии и требуют обязательного продолжения.

5. Точно так же требуют подтверждения на большем материале пока еще предварительные данные о «возмущениях» термального поля сланцевой толщи пайхойского аллохтона, связанные с динамометаморфизмом вследствие крупных горизонтальных перемещений пластин по региональным надвигам. Вполне вероятно, что данные о структурном состоянии карбонизованного ОВ окажутся наилучшим палеотектоническим индикатором.

6. Наконец, проведенные исследования дают пищу для сомнений в отношении применимости существующих методик термографических исследований (а также тезиса о неизменяемости концентратов ОВ в процессе жесткой кислотной деминерализации пород) для определения степени катагенеза-метаморфизма ОВ. Представляется, что прямые физические структурные методы дают более достоверные результаты.

## 2.2. О вещественном составе конкреций сланцевой зоны

В геохимическом описании мы так или иначе вынуждены были затрагивать вопросы вещественного состава конкреций, так как они являются самыми специфичными и нередко очень важными компонентами практически всех толщ. В данном разделе мы подробнее остановимся на распространении и проблемах типизации конкреций по их составу.

Конкреции представляют собой сложнейший литологический объект, ибо характеризуются поразительной изменчивостью всех своих признаков: размера, формы, условий залегания, текстуры, микроструктуры, химического и минералогического состава, а из ненаблюдаемых признаков — механизма и времени формирования (стадии литогенеза), что обычно вкладывают в понятие «генезис».

Поэтому основатель учения о «конкреционном анализе» в литологии, выдающийся русский литолог, узник Воркуты А. В. Македонов как в своих ранних основополагающих трудах по Печорскому угольному бассейну, так и в итоговой монографии «Атлас конкреций»<sup>3</sup>, проводит идею классификации конкреций «по комплексу признаков». В частности, концепция, реализованная в «Атласе конкреций», включает в себя такую последовательность описания весьма разнообразного мира конкреций [2]:

- описание фациальных и формационных комплексов конкреций;
- описание важнейших групп конкреций по вещественному составу конкрециеобразователя (всего таких групп оказалось более 40!);
- изображение конкреций на фототаблицах — на 111 таблицах изо-

<sup>3</sup> Книга [2] написана под редакцией и при решающем долевом участии А. В. Македонова.

бражено 11 крупных групп конкреций (хотя даже при столь подробном описании была упущена важная группа конкреций [111]).

Черносланцевые толщи Пай-Хоя заключают в себе более двух десятков конкреционных комплексов, т. е. совокупностей конкреций со строго определенной стратиграфической локализацией [14] (рис. 36).

### 2.2.1. Распространение конкреций

В алевросланцевой (палиноровой) формации  $O_2-O_3$ , для которой характерно частое переслаивание литотипов разной карбонатности, но при невысоком в среднем содержании  $ОВ$  (см. раздел 2.1) настоящие конкреции встречаются довольно редко. Вместо них здесь широчайшее развитие приобретает карбонатные конкрецииды [107] — тонкие прослои с существенно аутигенным («конкреционным») карбонатом. Практически каждый такой карбонатный прослой является конкрециидом. Почти единственным индикатором конкрециидной природы этих образований является несколько повышенное содержание в них  $MnO$ , на уровне 0.30—0.50 %.

В нижней толеровой формации  $S-D_1$  отмечается по меньшей мере 4—5 типов конкреций и конкрециидов: уникальные радиально-лучистые карбонатные конкреции, описанные также в Лемвинской зоне Урала [115], мегаконкреции черного известняка, зональные и незоональные карбонатные конкреции, пиритовые стяжения, а также многочисленные кремнисто-карбонатные конкрецииды с барием или (и) с марганцем, встреченные в разрезе по руч. Марейшор (см. раздел 1.1). В стратотипическом разрезе оюской свиты силура на р. М. Ою (СЗ Пай-Хой) аспирантка О. С. Мерц в числе прочего сделала наблюдения и о распределении в разрезе карбонатных конкреций. Согласно ее описанию [60], карбонатными конкрециями изобилует нижнесилурийская часть разреза до нижнего венлока включительно; в слоях верхнего венлока и лудлова конкреции как будто не отмечаются.<sup>4</sup>

Пачка 1, средний лландовери, 10—12 м: однородные и зональные конкреции<sup>5</sup> в пиритизированных эвсилитах (фтанитах).

Пачка 2, верхний лландовери, 18—20 м: многочисленные конкреции в гипосилитах (углеродистых глинисто-кремнистых сланцах).

Пачка 3, верхний лландовери, 4—6 м: конкреции в пиритизированных эвсилитах.

Пачка 4, верхний лландовери, 13—15 м: многочисленные конкреции в пиритизированных кремнисто-карбонатных гипосилитах.

Пачка 5, верхний лландовери, 8—10 м: в пиритизированных кремнисто-карбонатных сланцах — мелкие радиально-лучистые конкреции, а в миосилитах (углеродистых кремнисто-глинистых сланцах) — линзовидные конкреционные тела.

Пачка 6, верхний лландовери, 12—14 м: многочисленные конкреции в пиритизированных эвсилитах.

Пачка 7, верхний лландовери, 4—6 м: существенно карбонатная, конкреций не отмечается.

Пачка 8, верхний лландовери, 22—24 м: радиально-лучистые и однородные конкреции.

Пачка 9, нижний венлок, 21—23 м: многочисленные однородные и зональные конкреции в пиритизированных гипосилитах.

<sup>4</sup> О. С. Мерц использует терминологию силитов, предложенную нами в 1986 г. [123]. В настоящее время она нами несколько изменена (см. раздел 1.1).

<sup>5</sup> Здесь и далее речь идет только о карбонатных конкрециях.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ТОЛЩА	СВИТА	КОНКРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ	МОЩНОСТЬ СВИТ, М			
ПЕРМСКАЯ	P <sub>1</sub>	АРТИНСКИЙ	ВЕРХНЯЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	КЕЧ-ПЕЛЬСКАЯ	1600-2400			
		САКМАРСКИЙ							
		АССЕЛЬСКИЙ							
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	C <sub>3</sub>	ГЖЕЛЬСКИЙ	НИЖ. СРЕДНЯЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	?	190			
		КАСИМОВСКИЙ							
		МОСКОВСКИЙ							
	C <sub>1</sub>	БАШКИРСКИЙ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	?	100			
		СЕРПУХОВСКИЙ							
		ВИЗЕЙСКИЙ							
ДЕВОНСКАЯ	D <sub>3</sub>	ТУРНЕЙСКИЙ	НИЖ. СРЕДНЯЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	?	150			
		ФАМЕНСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	190	
		ФРАНКСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ (D <sub>3</sub> β)	60	
	D <sub>2</sub>	ПУТЬЮСКАЯ (D <sub>3</sub> α)	КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	?	100			
		ЖИВЕТСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	300-600	
		ЭЙФЕЛЬСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	300-600	
D <sub>1</sub>	ЭМСКИЙ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	?	70				
	ЗИГЕНСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	70		
	ЖЕДИНСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	70		
СИЛУРИЙСКАЯ	S <sub>2</sub>	ПРЖИДОЛЬСКИЙ	НИЖ. СРЕДНЯЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	?	300			
		ЛУДЛОВСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	300	
	S <sub>1</sub>	ВЕНЛОКСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	300
		ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	300
ОРДОВИКСКАЯ	O <sub>3</sub>	АШГИЛЬСКИЙ	НИЖ. СРЕДНЯЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	?	700			
		В. КАРАДОКСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	700	
	O <sub>2</sub>	КАРАДОКСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	750
		ЛЛАНДЕЙЛЬСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	750
		ЛЛАНВИРСКИЙ					КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	750
O <sub>1</sub>	АРЕНИГСКИЙ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	750					
ТРЕМАДОКСКИЙ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	750						
КЕМБРИЙСКАЯ	Є <sub>3</sub>		ТОИНТИНСКАЯ	КАРО-СИЛОВСКАЯ	?	до 2000			

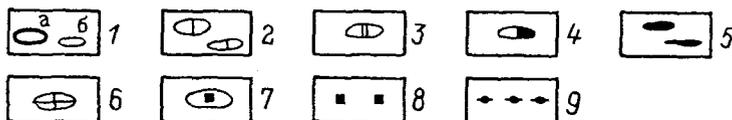


Рис. 36. Распространение основных конкреционных комплексов в палеозойском сланцевом разрезе Карской зоны Пай-Хоя.

1 — форма (а — сферические мегаконкреции, обычно образующие реперные горизонты, б — мелкие овальные или лепешковидные); 2—9 — преобладающий вещественный состав (2 — известковый, 3 — доломитовый, 4 — марганцовисто-карбонатный, 5 — кремневый, 6 — баритовый, 7 — пирит-кальцитовый, 8 — пиритовый, 9 — фосфатный).

Пачка 10, нижний венлок, 15—17 м: мегаконкреции в пиритизированных гипо- и миоцилитах.

Пачка 11, верхний венлок, 9—11 м: существенно кремнистая, конкреций не отмечается.

Пачка 12, верхний венлок, 7—9 м: существенно кремнистая, конкреций не отмечается.

Пачка 13, нижний лудлов, видимая мощность 13 м: существенно кремнистая, конкреций не отмечается.

Даже из этих схематичных данных видно, что практически весь черносланцевый нижний силур «набит» карбонатными конкрециями, причем среди них можно выделить такие маркеры для определенных пачек, как радиально-лучистые (лландоверийские пачки 5 и 8) и мегаконкреции (нижневенлокская пачка 10). Вместе с тем наряду с подтверждением теоретического положения о необыкновенно мощном диагенезе углеродистых осадков [124, с. 189—199] возникает и ряд вопросов, требующих специальных более детальных исследований. Среди них, например, такие: почему в одних пачках фтанитов (лландовери) конкреций много, а в других (венлок, лудлов) нет? Почему в некоторых горизонтах вырастают мегаконкреции, тогда как в других — нормальные по размерам конкреции? Поскольку в диагенезе карбонатообразование тесно связано с сульфат-редукцией, есть ли какие-то закономерности в соотношении кальцит : пирит в конкрециях? Наконец, было бы весьма важно разобраться, отчего вместо конкреций формируются пластообразные конкрецииды (а иногда и наряду с конкрециями)? Пока что ответов на большинство этих вопросов нет.

**В кремнисто-терригенной среднедевонской формации (падейской свите) конкреционный комплекс по своему богатству и разнообразию не имеет аналогов во всем палеозойском разрезе. Здесь известны конкреции баритовые (двух типов), барийсодержащие карбонатные, кремнистые, хлоритово-кремнистые, хлоритово-кремнисто-карбонатные, существенно карбонатные, пиритовые и пиритсодержащие, конкреции и конкрецииды марганцевых карбонатов и ряд других конкрециидов, по преимуществу карбонатных. Может быть, и этот список не полон, и в него должны быть добавлены фосфатсодержащие конкреции или конкрецииды.**

Богатейший конкреционный комплекс падейской свиты все еще недостаточно изучен. Собственно конкрециям посвящены три публикации: В. М. Складневой [86], изучавшей коллекцию Н. П. Юшкина, А. Б. Юдиной, описавшей разрезы падейской свиты на рр. Марейшор, Б. Седью (правый приток р. Сибирчатаяха), мысе Ливанова [102], и наша, где описаны конкреции из разреза на р. Каре выше Брусьяхи [143]. К сожалению, не было специальной публикации, посвященной замечательным конкрециям и конкрециодам Mn-карбонатов. Краткие, разрозненные сведения о них оказались «рассеяны» в работах по геохимии и минералогии марганца [116, 122] и в пролежавшей 13 лет в архиве статье «Конкреции или будины?», написанной в 1981 г., но опубликованной только в 1994 г.<sup>6</sup> [114, с. 532—535].

Согласно описанию А. Б. Юдиной (вполне подтверждаемому и нашими наблюдениями), в разрезе руч. Марейшор в низах падейской свиты

<sup>6</sup> На обложке журнала стоит 1992 г.

встречаются конкреции баритовые, карбонатно-кремнисто-баритовые, кремнистые, карбонатно-кремнистые и барит-карбонатно-кремнистые.

Пачка 1, 13.5 м: в нижней части в черных кремнистых сланцах залегают пирит-карбонатно-кремнистые и карбонатно-кремнистые конкреции черного цвета размером от  $3 \times 5$  до  $10 \times 15$  см, эллипсоидальные и трубчатые, зональные. Внешняя зона сложена микрозернистым кварцем, внутренняя обогащена микрокристаллическим карбонатом, иногда с пиритом.

Пачка 2, 12 м: в слабоизвестковых глинисто-кремнистых сланцах — редкие кремнистые конкреции серого цвета, округлые, размером от  $1 \times 1$  до  $5 \times 25$  см.

Пачка 3, 10 м: в переслаивающихся черных и серых глинисто-кремнистых сланцах неравномерно распределены черные кремнистые, пирит-карбонатно-кремнистые зональные конкреции линзовидной формы размером от  $5 \times 45$  до  $5 \times 66$  см.

Пачка 4, 21.5 м: баритоносная, имеет очень сложное строение. А. Б. Юдина выделяет в ней 10 слоев. В слое 4 (4.6 м) в зеленовато-серых хлорит-серпичит-кремнистых сланцах — радиально-лучистые баритовые конкреции, округлые и эллипсоидальные, размером от  $1 \times 1$  до  $2 \times 3 \times 6$  см. Именно эти конкреции были в свое время описаны В. М. Складневой [86]. Здесь же отмечаются линзы пирита размером от  $1 \times 3$  до  $10 \times 15$  см и крупные кристаллы пирита размером до 1 см. Слой 5 (0.2 м) и 7 (0.3 м) описаны как «известняки зеленовато-серые, доломитизированные и баритизированные, массивные». Анализы А. Б. Юдиной и наши показали высокие содержания MnO (до 1.34 %) и BaO (до 1.3 %). Скорее всего, это конкрецииды. В слое 6 (1 м) и 8 (10 м) такие же сланцы, как и в слое 4, с аналогичными баритовыми конкрециями. Кроме того, в слое 6 внизу — трехсантиметровый прослой барит-кальцит-пиритового конкрециода, а в слое 8 — небольшие ( $1 \times 2$  —  $4 \times 6$  см) кремневые конкреции и более крупные барит-карбонатно-кремнистые, размером до  $10 \times 20$  см. В слое 9 (1.3 м) в зеленовато-серых известняках (скорее всего, таких же, как в слоях 5 и 7) — редкие баритосодержащие карбонатно-кремнистые конкреции размером до 7 см, с кристаллами пирита.

Перерыв в обнажении — 12 м.

Пачка 5, 10 м: дробное переслаивание темно-серых и светло-серых сланцев глинистых и известково-глинистых соответственно. Конкреций не отмечается, но описываются прослойки (0.5—1.0 см) «известняка светло-серого». Как показывают наши анализы, столь тонкие прослойки почти наверняка являются конкрециодами.

На р. Б. Седью, в 2 км от устья А. Б. Юдина описывает мощную пачку (150 м) зеленовато-серых сланцев, очень похожих на марейшорские. В них тоже обнаружены округлые и эллипсоидальные конкреции размером от  $1 \times 5$  до  $7 \times 8 \times 12$  см — кремнистые и карбонатно-кремнистые, содержащие до 1 % бария. По мнению А. Б. Юдиной, Ba здесь находится в карбонатной форме, что вполне правдоподобно вследствие дефицита серы в анализе.

В то же время явно коррелируемые с описанными нижние пачки падейской свиты в северо-западных разрезах Пай-Хоя, описанные А. Б. Юдиной на мысе Ливанова и А. С. Микляевым (1971 г.) на р. Таврояха, конкреций не содержат. А. Б. Юдина считает это закономерным: «северо-западные разрезы были расположены, по-видимому, ближе к области сноса, а юго-восточные (руч. Морейшор, рр. Кара, Б. Седью) располагались в более глубоководных частях бассейна» [102, с. 28].

Разреза падейской свиты на р. Каре выше устья р. Брусыха мы уже касались в геохимическом описании (см. раздел 1.4). В связи с крайне сложной тектоникой здесь построение нормального разреза — задача гораздо более сложная, чем на Марейшоре или на мысе Ливанова. Здесь нами описаны [143] конкреции пиритовые (2 разновидности), баритовые (2 разновидности), пирито-кремнисто-карбонатные (2 разновидности), кремнисто-карбонатные марганцовистые (с пиритом) и весьма обильные карбонатные конкрециоды: алевролиты кварцевые с карбонатным цементом.

Пачка 1, 10 м: в фисташково-зеленых глинистых сланцах, очень похожих на марейшорские, отмечаются прослои темных известняков, отчасти конкрециодных, и небольшие радиально-лучистые баритовые конкреции «марейшорского типа».

Пачка 2, 50—60 м (предположительно): в зеленовато-серых глинистых сланцах множество лепешковидных баритовых конкреций (с продуктами окисления пирита по периферии) и многочисленные барийсодержащие пирито-кремнисто-карбонатные конкреции. В верхах пачки залегает горизонт мощностью около 5 м, переполненный крупными пиритовыми конкрециями.

Пачка 3, 10—15 м: черные окремненные доломиты переслаиваются с черными кремнисто-глинистыми сланцами, в которых встречаются пиритовые конкреции.

Пачка 4, 5—6 м: маркирующий пласт криноидно-детритового песчанистого известняка, в нижней части расклиненный небольшими прослоями кремнистых сланцев. Конкреций здесь нет.

Пачка 5, 19 м: черные глинисто-кремнистые сланцы с многочисленными конкрециодными прослоями карбонатных песчаников и алевролитов. В черных сланцах — не менее четырех конкреционных прослоев родохрозитово-кремнистых с пиритом [108, с. 193]. В конкрециях содержание  $MnO$  доходит до 29 %, а в конкрециодах тоже всегда повышено.

**В средней черносланцевой (фтанитовой) формации  $D_3^{1-1}-C_1^1$**  широко распространены смешанные кремнисто-карбонатные породы. При этом в существенно кремнистых слоях много карбонатных конкреций, а в относительно более карбонатных слоях, наоборот, распространены существенно кремнистые. Первые обычно обогащены марганцем, особенно турнейские (см. раздел 1.5 в геохимическом описании). Есть сведения о единичных находках (В. С. Рогов) мелких баритовых конкреций в белых хемогенных известняках среди цветных марганценосных карбонатно-кремнистых яшмоидов. В самых низах фтанитовой формации (нижнефранские слои) прослеживается маркирующий горизонт септарных мегаконкреций глинистого известняка. Они располагаются в кровле характерной полосчатой (карбонатно-кремнисто-глинистой) толщи путьюской свиты  $D_3^4$ . Это сфероидальные тела диаметром 0.3—2.0 м, в которых нередки концентрические и радиальные трещины синерезиса. Обычно в пологих крыльях структур на 10—15 пог. м слоя приходится одно тело. Однако в ядре крупной антиклинальной складки в среднем течении р. Путью А. А. Беляев наблюдал пятикратное тектоническое скупивание конкреций — одно тело на 2—3 м обнажения. В самых верхах формации — в турнейских черных сланцах — один из конкреционных горизонтов также представлен крупными уплощенными дискообразными телами диаметром 0.3—1.0 м. Здесь одно тело приходится на 20—30 пог. м слоя. Однако в нижнем течении р. Пяэха, левого притока р. Кары (руч. Гермес у А. С. Микляева и М. А. Маслова), по наблюдениям А. А. Беляева, происходит еще более интенсивное, чем в нижнефранских слоях, десятикратное тектоническое скупивание конкреций в ядре антиклинальной складки: одно тело приходится на 2—3 пог. м слоя! [6, с. 99, 101].

**В верхней черносланцевой (толеровой) формации  $D_3-P_1$**  конкреционный комплекс отличается изобилием и разнообразием, хотя, может быть, и не столь большим, как в среднедевонских слоях. Здесь имеется множество разнообразных конкреций — как рассеянных, так и сконцентрированных в легко узнаваемых в поле стратиформных горизонтах. Двигаясь вверх по разрезу формации, прежде всего мы встречаем конкреционный комплекс нижневизейской толщи  $C_1^{2-1}$ . Здесь развито по меньшей мере 4 типа конкреций: а) существенно кремнистые, слабокарбонатные,

часто в форме конкрециидов; б) пиритовые, часто зональные; в) шарообразные кремнистые фосфориты, нередко с мощной пиритизацией, почти всегда содержащие цинк, кадмий и барий. Первые два, скорее всего, в форме сфалерита, а барий, может быть, не только в барите, но и в фосфате(?); г) «бомбы» — мегаконкрекции кремнистых известняков.

В кремнисто-карбонатной «окской» толще  $C_1^{2-2}$  конкреций нет (или почти нет), однако значительная часть маломощных линз и «поясков» черных кремней является конкрецидами. В существенно карбонатной серпуховской толще Ва-Sr-содержащих известняков и доломитов имеются, по-видимому, только кремнистые конкрекции, ближе не изучавшиеся. Но в целом конкрекции для этой толщи не характерны.

В похожих друг на друга существенно черносланцевых нижней и верхней пачках толщи  $C_{2,3}$  («а» и «с» у А. С. Микляева) наблюдается похожий конкреционный комплекс: кремнистые фосфориты, карбонатные и сульфидные конкреции. Фосфориты очень похожи на нижневизейские. В карбонатно-кремнистой пачке  $C_{2,3}^b$  Я. Э. Юдовичем была найдена крупная конкреция ( $0.40 \times 0.10 \times 0.05$  м) кремнисто-баритового состава (обр. Ка52/950). Эта случайная находка лишь оттеняет крайне низкую изученность конкреционных комплексов сланцевой зоны. На границе между темной фосфоритоносной пачкой «а» и зеленовато-серой марганценоносной пачкой «в» располагается маркирующий горизонт кремнисто-карбонатных «бомб». Эти мегаконкрекции похожи на нижневизейские, но имеют другой состав — их карбонатная часть сложена Mn-содержащим доломитом. Как показали детальные наблюдения А. А. Беляева и Г. Ф. Семенова [6, 10], мегаконкрекции представляют собой очень крепкие сплюснутые сфероидальные тела диаметром от 1 до 5 м, с реликтовой радиоляриевой микроструктурой, с псевдоморфозами карбоната по редким конодонтам и растительным остаткам. В пологих крыльях складок одно тело приходится на 5—10 пог. м слоя, но в ядре синклиальной складки на правом берегу р. Кары, в 3.5 км выше устья р. Силоваяха наблюдается тектоническое скучивание: 3 тела на 5 пог. м слоя. Еще эффективнее тектоническое скучивание проявлено ниже по р. Каре — в 2 км выше устья руч. Громашор. Здесь в зоне регионального надвига сероцветной флишеидной формации  $P_1$  на черносланцевую формацию  $C_2-P_1^1$  в стенке обнажения рекой отпрепарировано 11 сближенных мегаконкреций, причем их длинные оси расположены почти вертикально. Скучивание настолько сильное, что некоторые тела соприкасаются, приобретая конформные границы и создавая иллюзию «буднированного слоя кремнистого доломита». То, что это мнение (высказанное при геологической съемке) ошибочно, доказывается не только полной аналогией состава и микроструктуры этих доломитов с заведомо конкреционными, но и наблюдениями над настоящим пластом кремнистого доломита (мощностью около 1 м), наблюдаемого здесь же, в 8 м ниже по разрезу: в нем хорошо видны складки нагнетания. Итак, очевидно, что в данном случае тектоническое скучивание мегаконкреций, вплоть до их полного сближения, произошло вследствие мощного сжатия в ядре лежащей (поднадвиговой) антиклинали.

Еще более поразительная картина — не только скучивания, но и деформации этих компетентных тел — наблюдалась А. А. Беляевым на

СЗ Пай-Хоя, в нижнем течении р. Лабсуйяха.<sup>7</sup> Здесь в обнажении вкрест простирания толщи видно, что по направлению движения сместителя тела конкреций приобретают каплевидную форму, наползают друг на друга местами в виде «черепицы» и конформно приспосабливают свои границы. Более вытянутые конкреции вследствие складчатости изгибаются, приобретая S-образную форму, причем часть вещества от них отторгается и формирует как бы ореол эпигенетических жильных тел, расположенных согласно со сланцеватостью. Самая крупная мегаконкреция в своей верхней части изогнута, и в нее затекают вмещающие сланцы. При этом наблюдается поразительный феномен: по пластичным сланцам в образующую ловушку (ядро лежащей синклиналиной складочки в теле мегаконкреции) собираются со всего подстилающего слоя мелкие конкреции кремнистых фосфоритов. Из обнажения был извлечен «тектонический конгломерат» из четырех десятков (!) вдавненных друг в друга конкреций фосфоритов. Некоторые блоки из этого конгломерата были заключены в рубашку из метаморфогенного «бородатого» кварца. В данном случае кливаж и сланцеватость были ориентированы под острым углом к слоистости [6, рис. 1, 2].

В отложениях флишовой сероцветной формации  $P_1^1$  встречаются карбонатные фосфатсодержащие конкреции, и те и другие — очень слабо изученные (см. раздел 1.7 в геохимическом описании), а также конкреционные прослои марганценовых карбонатов, обнаруженные и описанные В. С. Роговым [76].<sup>8</sup>

## 2.2.2. Типизация конкреций

В предыдущем изложении мы использовали свои или чужие типизации конкреций по вещественному составу — не слишком считаясь с логической строгостью таких типизаций. В самом деле, минералогическая типизация (например, баритовая, пиритовая и пр.) вполне «непринужденно» сочеталась у нас с геохимической (например, «барийсодержащие», «марганценовые»), но принципы такого сочетания не были ни оговорены, ни определены.

Эта ситуация не есть результат чьего-то недосмотра. Дело в том, что как только мы от нечетких (и обычно вполне устраивающих геолога!) типизаций обращаемся к построению строгой классификации, как тотчас сталкиваемся с рядом трудных вопросов.

**Что брать за базу классификации — валовый химический состав, фазовый химический состав (больше отвечающий составу конкрециеобразователя), нормативный минеральный состав или же, не мудрствуя, — модальный минеральный состав?**

Прежде всего, вслед за А. В. Македоновым, мы убеждаемся, что в генетико-информационном отношении самая «важная» часть любой конкреции — это ее аутигенная часть, т. н. *конкрециеобразователь*. Это значит, что в конкрециях с большой долей матрицы (вмещающей породы)

<sup>7</sup> Эти материалы были частично переданы В. Э. Сметанину и приведены в его статье [85].

<sup>8</sup> Подробнее об этих «марганцевых рудах» см. в разделе 4.2.1.

валовый химический состав будет лишь маскировать состав конкрециеобразователя, что дает явное преимущество фазовому анализу. Простейший пример фазового анализа — определение форм серы (пиритной, сульфатной и органической) вместо валового показателя  $S_{\text{общ}}$ . Например, в случае падейских конкреций величина  $SO_3$  вместе с  $BaO$  позволяет вычислить количество нормативного барита, по  $S_{\text{пир}}$  вычисляется количество пирита, по остатку  $SO_3$  (если он есть) — нормативный гипс, по остатку  $BaO$  (если он есть) — нормативный витерит. Аналогично, по остатку  $FeO$  (не связанному с  $CO_2$ ) в фазовом «карбонатном» анализе можно оценить количество нормативного шамозита и т. д. Кроме того, такой анализ дает и величину нерастворимого остатка (н. о.), служащую немаловажным, хотя и дополнительным, классификационным критерием.<sup>9</sup>

Что касается простейшей (и, безусловно, в идеале наилучшей) классификации конкреций по модальному (реальному) минеральному составу, то ее неудобство состоит в трудности диагноза примесных минеральных фаз. Вследствие ограничения чувствительности рентгеновского анализа приходится прибегать к какой-то обработке данных фазового химического анализа. Поэтому есть смысл сразу строить классификацию на химических показателях — либо без нормативного пересчета (как в треугольнике FCM), либо с использованием его в той или иной мере. Заметим в этой связи, что мы до сих пор не имеем достоверных данных о реальных минеральных фазах для таких химических элементов, как стронций в серпуховских известняках, цинк, кадмий и барий в фосфоритах, барий во многих кремнисто-карбонатных и карбонатных конкрециях и т. д. Поэтому правильнее («честнее»!) назвать конкрецию «барийсодержащей», если — даже весьма вероятный — барит все-таки не был достоверно установлен ни оптическим, ни рентгено-фазовым, ни каким-либо иным методом.

**Следует ли строго придерживаться литологического канона, согласно которому имя таксона задается компонентом (или несколькими компонентами) в содержании > 50 %?**

Формально все компоненты анализа (и соответственно все минералы конкрециеобразователя) совершенно равноправны. Поэтому ЭВМ «равнодушно» выделила бы кластеры в многомерном,  $n$ -векторном пространстве (например, по данным стандартного силикатного анализа, в 10-мерном пространстве). Однако для геолога компоненты безусловно имеют неодинаковую информационную ценность. Поэтому нас не удивляет, что в «Атласе конкреций» наряду с такими таксонами, как «карбонатные конкреции» или «конкреции фосфатов», вдруг обнаруживаются «урансодержащие конкреции» [2, с. 143], которые, как выясняется, могут иметь самый разный состав: фосфоритовые, кремнистые, глинисто-лимонитовые, сульфидные, сульфидно-карбонатные, сульфидно-карбонатно-битумные, аналцимовые.

Аналогичная проблема учета малого, но информативного компонента возникает при необходимости классификации разнообразнейших

---

<sup>9</sup> Напомним, что этот критерий уже использован нами при изображении составов карбонатных анализов на треугольнике FCM. Здесь величина н. о. отображалась знаком (для единичных анализов) или штриховкой (для кластеров).

конкреций падейской свиты, практически всегда содержащих пирит. Обычно содержания пирита в падейских, существенно карбонатных конкрециях находятся в пределах некоторого «пиритового фона» в диапазоне 0,2—2,0 %, что примерно соответствует содержаниям  $S_{\text{общ}}$  0,1—1,0 %. Однако если содержание  $S_{\text{общ}}$  превышает 2—3 %, а содержание пирита соответственно 5 %, то для геолога столь мощная пиритизация знаменует уже некоторое новое качество конкреций, что и требует какого-то отображения в классификации. Поэтому, пренебрегая литологическим каноном, конкреции с содержанием нормативного пирита  $> 5$  % мы считаем необходимым выделить в самостоятельный таксон *пиритсодержащих*. Косвенное обоснование подобного подхода — относительная редкость этого таксона, по сравнению с широко распространенными кремнисто-силикатно-карбонатными с «фоновыми» содержаниями пирита. Аналогичные соображения используются и при выделении «барийсодержащих» конкреций, в которых содержание BaO превышает 1 %.

Итак, для классификации конкреций мы использовали результаты фазового «карбонатного» анализа, дополненного в необходимых случаях определениями серы и бария. Для пересчетов применяли следующие формулы миналов.

*Apatit* — Ar:  $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3$  или  $10\text{CaO} \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5$ . Расчет ведется по формуле:  $\text{Ar} = 2,32 \times \text{P}_2\text{O}_5$ . Содержание Ar получается заниженным, ибо формула наиболее распространенного из осадочных фосфатов — франколита — более сложная:  $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_2 \cdot \text{CO}_3(\text{F}, \text{OH})_2$ . Однако примеси карбоната, фтора и гидроксила в анионной части Ar имеет смысл учитывать только при пересчете фосфоритов; при обычных содержаниях  $\text{P}_2\text{O}_5$  точность, достигаемая учетом этих компонентов, соизмерима с ошибкой анализа. Дело осложняется еще и принципиальной неопределенностью выбора состава анионной части. Как показал В. З. Блисковский, содержание  $\text{CO}_3$  в структуре франколита величина изменчивая и убывает по мере нарастания катагенеза [18, 19]; кроме того, без специального анализа неясно и соотношение фтора с гидроксидом. Если принять «безводную» формулу Ar



то  $\text{Ar} = 3,12 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$ . Допустим, что анализ конкреций показал содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  даже явно повышенное — 1 %. Тогда в первом варианте получим  $\text{Ar} = 2,3$  %, во втором —  $\text{Ar} = 3,1$  %. Разница в 0,8 % нормативного апатита для наших целей незначительна. Если же содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$  выражаются десятками долями процента, как в большинстве анализов конкреций, «точность», достигаемая учетом примесей в анионной части фосфата, окажется совершенно фиктивной. Впрочем, возможно, что наиболее рационально было бы ориентировать расчет нормативного Ar при низких содержаниях  $\text{P}_2\text{O}_5$  на некоторый условный «средний» коэффициент, например 2,5. Важно заметить, что выбор той или иной расчетной формулы Ar не влияет на последующий расчет карбонатов. Используем ли мы коэффициент 2,32 (исходя из  $3 \text{P}_2\text{O}_5$  в формуле фосфата) или 3,12 (исходя из  $2 \text{P}_2\text{O}_5$ ) — в обоих случаях требуется связать в фосфат одинаковое количество формульных единиц кальция —  $10 \text{CaO}$ .

*Пирит* (Pir):  $\text{FeS}_2 = \text{S} \cdot 1.87$ .

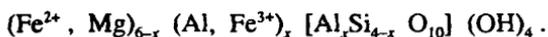
*Родохрозит* (Rod):  $\text{MnO} \cdot \text{CO}_2 = \text{MnO} \cdot 1.62$ .

*Кальцит* (Cal):  $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2 = \text{CaO}^* \cdot 1.78$ . Здесь величина  $\text{CaO}^*$  — остаток  $\text{CaO}$  после формирования *Ар*.

*Магнетит* (Mag):  $\text{MgO} \cdot \text{CO}_2 = \text{MgO} \cdot 2.10$ .

*Сидерит* (Sid):  $\text{FeO} \cdot \text{CO}_2 = \text{CO}_2^* \cdot 2.63$ . Здесь  $\text{CO}_2^*$  — остаток  $\text{CO}_2$  после формирования суммы *Rod* + *Cal* + *Mag*.

*Шамозит* (Sham):  $\text{Fe}_5\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_4$  или  $5\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = \text{FeO}^* \cdot (2.3—3.2)$ . Здесь  $\text{FeO}^*$  — остаток кислоторастворимого  $\text{FeO}$  после формирования *Sid*. Собирательным термином «шамозит» мы обозначаем аутигенный железистый септхлорит, который может быть не только собственно шамозитом, но и кроншtedтитом или тюрингитом. Известно, что нормальные хлориты содержат также  $\text{MgO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , удовлетворяя общей формуле



Это рекомендуемая И. Б. Борнеман-Старынкевич формула 10-катионного хлорита. Однако при попытках нормативного пересчета весьма своеобразных шамозитово-кремнистых конкреций, обнаруженных нами в среднедевонских и нижнепермских отложениях Лемвинской зоны Урала (на Пай-Хое такие конкреции, вероятно, имеются в сероцветной флишовой формации  $P_1$ ), мы неожиданно обнаружили, что стандартные миалы септхлоритов аномальны по числу катионов и по соотношению катионов с водой [110, 111]. Поэтому расчет септхлоритов остается пока трудной задачей. Коэффициенты 2.3 (кроншtedтит), 3.0 (шамозит) и 3.2 (тюрингит) взяты нами исходя из состава реальных хлоритов, приведенных в справочниках. «Подсказкой» того, на какой именно хлоритовый миал лучше всего вести пересчет, может служить предварительное вычисление разности:  $100 - (\text{н. о.} + \text{Ар} + \text{Pir} + \text{Carb})$ . Но поскольку мы уже израсходовали весь  $\text{MgO}$  на  $\text{MgCO}_3$ , то, выбрав вариант магнийсодержащих тюрингита или шамозита, мы завьсим, а выбрав вариант безмагниевого кроншtedтита, наоборот, занизим количество нормативного хлорита [122].

Как и в случае с *Ар*, при небольших содержаниях аутигенного хлорита (1—5 %) в конкрециях все эти «тонкости» незначительны, ибо достигаемая с учетом их точность соизмерима с ошибками анализа. Однако если хлорита в конкрециях много (10—20 %), то ошибка в подборе более «правильного» миала может стать небезобидной. Как и в случае с расчетом *Ар*, можно с позиций «здорового смысла» ориентировать пересчет на некоторый приемлемый средний коэффициент, например:  $\text{FeO}^* \cdot 3.0$ .

*Барит* (Bar):  $\text{BaO} \cdot \text{SO}_3 = \text{BaO} \cdot 1.26$ . Правильно вычислить барит можно только при наличии в анализе сульфатной серы —  $\text{SO}_3$ . Поскольку в большинстве наших фазовых анализов величина  $\text{SO}_3$  не определялась, то расчет барита может быть отягощен ошибкой вследствие возможного присутствия части бария в карбонатной форме  $\text{BaCO}_3$ . По-видимому, доля  $\text{BaCO}_3$  наиболее значительна в существенно карбонатных барийсодержащих конкрециях с относительно невысокими содержаниями  $\text{BaO}$  и достаточным количеством  $\text{CO}_2$ .

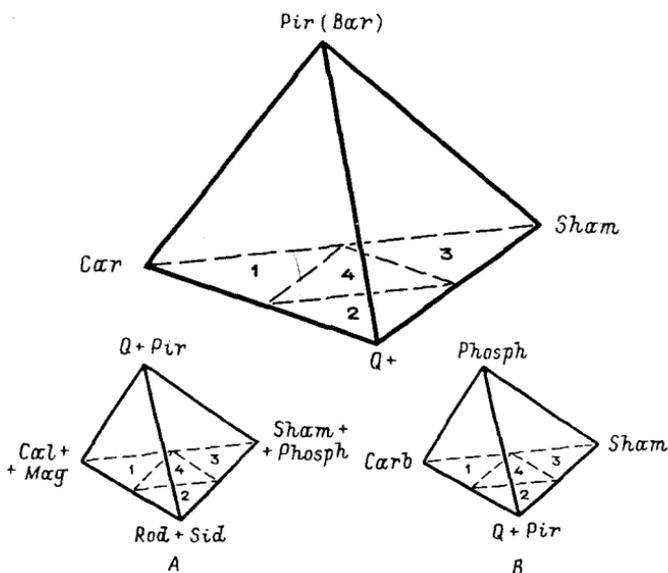


Рис. 37. Схема типизации состава конкреций с помощью тетраэдров.

Наконец, после всех этих нормативных пересчетов получается остаток. Однако он не тождествен нерастворимому остатку: ведь мы уже вычислили такие «нерастворимые» миалы, как пирит и барит. В остаток войдут кварц или халцедон конкрециеобразователя (аутигенное кремнистое вещество), кварц из вмещающей матрицы (который может быть и биогенным-аутигенным, и терригенным-петрогенным), не растворимые в HCl силикаты, такие как гидрослюды и Mg-Al хлориты, органическое вещество и т. п. Этот остаток в нормативном пересчете мы обозначим как

*Кварц + прочие (Q<sup>+</sup>): 100 — (Ap+Pir+Carb+13Bar+Sham).*

С учетом числа обычных породообразующих миалов конкреций подходящей фигурой для графического изображения их состава является тетраэдр, например с вершинами карбонат—кварц + прочие—шамозит—пирит, базой которого является треугольник Car—Q<sup>+</sup>—Sham, разделенный на поля «существенно карбонатное (1), существенно кремнистое (2), существенно шамозитовое (3) и смешанное» (4) (рис. 37, сверху). Однако в таком тетраэдре уже нельзя изобразить составы баритовых конкреций. Для этого можно использовать на той же базе Car—Q<sup>+</sup>—Sham тетраэдр с вершинами Car—Q<sup>+</sup>—Sham—Bar. Итак, классификация нефосфатных конкреций более или менее удачно может быть задана на тетраэдре с вершинами Pir (Bar)—Car—Q<sup>+</sup>—Sham.

При нанесении фигуративных точек на базовый треугольник Car—Q<sup>+</sup>—Sham нужно куда-то приплюсовать содержание нормативного Ap. Вероятно, проще всего добавить Ap к Car. Помещение в вершину тетраэдра либо барита, либо пирита оправдывается тем, что они являются

Таблица 35

## Химический и нормативно-минеральный состав баритовых конкреций

Компоненты, минералы, %; примеси, г/т	Номер образца									
	161	171 <sup>a</sup>	172	173	174	221	1352	213	1353	950
H. o.	66.64	73.66	76.72	81.66	87.54	88.48	87.12	66.36	60.84	82.94
CO <sub>2</sub>	8.93	9.03(2)	6.92	6.37	3.59	1.98	3.21	9.76	13.60	1.14
CaO	10.78	11.76	8.96	8.12	4.48	2.25	3.87	12.57	10.96	1.09
MgO	0.03	0.14	0.15	0.16	0.13	0.20	0.29	0.20	4.08	0.19
MnO	0.24	0.20	0.14	0.20	0.09	0.14	0.11	0.32	0.40	0.06
FeO	2.79	0.50	1.65	1.21	1.07	1.37	0.89	0.58	5.33	0.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.16	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.13	0.07	0.20
S <sub>общ</sub>	He опр.	10.27	10.96	11.22	11.34	14.78	He опр.	13.82	He опр.	He опр.
BaO	22.60	34.98	29.03	46.45	44.21	41.53	39.97	16.96	25.50	18.81
SiO <sub>2</sub> св	17.19 (2)	He опр.					24.20		17.24	
SO <sub>3</sub>	0.53	»	»	»						
C <sub>орг</sub>	1.21	0.44	1.22	0.40	0.69					
Ar	0.15	0.35	0.15	0.15	0.17	0.11	0.11	0.28	0.15	0.44
Rod	0.39	0.32	0.23	0.32	0.15	0.23	0.18	0.51	0.65	0.10
Cal	16.01	20.65	15.85	14.35	7.83	3.91	6.07	22.43	19.46	2.02
Mag	0.06	0.29	0.31	—	0.27	0.42	0.61	0.42	8.53	0.40
Sid	—	—	—	—	—	—	—	—	0.95	—
Σ Car	16.46	21.26	16.39	14.67	8.25	4.56	6.86	23.36	29.59	2.53
Sham	8.90	1.50	4.95	3.63	3.21	4.11	5.00	1.80	14.0	—
Var	33.94	52.54	43.60	69.77	66.40	62.38	57.03	25.48	38.30	28.59
Pi <sup>†</sup>	He выч.	5.53	9.15	2.83	3.92	11.41	He выч.	19.20	He выч.	He выч.
Q <sup>†</sup>	45	24	34	12	22	28	31	49	22	66
U	9.4 (2)	12 (2)	9 (2)	13 (2)	15 (2)	13 (2)		5.7 (2)		
Th	16 (2)	22 (2)	19 (2)	25 (2)	25 (2)	23 (2)		21 (2)		
Pb	350 (2)	100 (2)	125 (2)	45 (2)	50 (2)	51 (2)		150 (2)		
Rb	30 (2)	27 (2)	30 (2)	17 (2)	23 (2)	23 (2)		31 (2)		
Sr	1450 (3)	2170 (3)	1230 (3)	3440 (3)	1800 (3)	1490 (3)		1380 (3)	2200 (2)	
Se	10 (2)	13	11	4	13	15		9		
As	52	53	55	87	79	81		41		
Hg	0.38	0.37	0.40	0.33	0.26	0.40	0.11		0.05	

Примечание. В скобках — число определений.

## Химический и нормативно-минеральный состав пиритовых и пиритсодержащих конкреций

Компоненты, минералы, %; примеси, г/т	Подкласс А								
	Ка-13Ж	177	178	179	185	218	228	232	304
H. o.	58.24	58.63	62.95	37.40	63.14	79.80	54.58	80.24	64.10
CO <sub>2</sub>	12.50	10.56	5.50	23.64	10.98	0.44	13.61	0.66	8.07
CaO	13.71	11.76	4.48	30.52	11.19	2.50	17.06	1.80	8.72
MgO	0.53	0.46	0.50	0.35	0.64	0.22	0.42	0.12	0.25
MnO	0.27	0.22	0.18	0.34	0.22	0.08	0.52	0.08	0.34
FeO	2.83	1.86	3.44	1.21	3.12	3.30	2.88	2.45	5.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.12	0.06	0.10	0.26	1.11	0.88	0.24	0.08
S <sub>общ</sub>	10.52	23.74	23.99	5.86	?	14.43	11.61	16.52	?
BaO	0.24	—	—	0.73	(1.0)	—	—	0.33	0.35
SiO <sub>2</sub> сн									33.60
C <sub>орг</sub>	5.33								
SO <sub>3</sub>	0.46								
Ap	0.48	0.26	0.13	0.22	0.57	2.64	0.17	0.48	0.17
Rod	0.44	0.36	0.29	0.55	0.36	0.15	0.84	0.13	0.55
Cal	24.00	20.74	7.99	54.25	19.97	—	30.28	2.75	15.40
Mag	1.11	0.96	1.04	0.73	1.34	0.82	0.88	0.25	0.52
Sid	—	2.13	—	—	—	—	—	—	2.16
Σ Car	25.55	24.19	9.32	55.53	21.67	0.97	32.00	3.13	18.63
Sham	15.0	1.62	10.32	3.63	9.36	9.90	8.64	7.35	12.30
Bar	0.36	—	—	1.11	(1.5)	—	—	0.50	0.54
Pir <sup>+</sup>	19.68	44.45	44.95	10.68	?	24.36	21.73	30.81	(35.0)
Q <sup>+</sup>	38.0	29.0	35.0	30.0	68.0	62.0	37.0	57.0	33.6
U	4.9		1.9	1.4	2.2	3.0	1.3	3.2	
Th	6.3		8.2	3.9	8.0	9.0	6.4	7.7	
Pb			316	342	229	520	500	325	
Rb			25	20	70	70	45	67	
Sr	21		140	1210	515	92	590	65	
Se	480		6	4	7	10	6	7	
As	6		57	20	69	115	75	36	
Hg	0.21	1.00					0.40	0.65	

Компоненты, минералы, %; примеси, г/т	Подкласс Б								
	1349	194	270	Ка-13А	Ка-13И	187	220	302	1067
H. о.	69.28	55.02	50.32	78.72	49.90	39.34	43.66	39.08	52.30
CO <sub>2</sub>	10.71	14.89	14.89	2.84	16.41	23.25	17.96	22.40	12.48
CaO	12.48	16.52	14.35	2.83	16.85	30.24	23.12	17.68	14.75
MgO	0.51	2.06	1.09	0.35	1.76	0.36	0.50	4.38	0.88
MnO	0.27	1.03	3.88	0.27	0.86	0.62	0.38	1.57	0.03
FeO	1.15	0.65	4.90	1.74	2.41	1.00	3.46	9.02	4.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.06	0.10	0.08	0.17	0.08	0.22	0.04	0.09
S <sub>общ</sub>	?	?	6.97	8.90	9.93	4.14	12.97	?	?
BaO	—	—	—	Сл	0.34	3.46	—	1.12	0.03
SiO <sub>2</sub> св								17.94	24.62
C <sub>орг</sub>			2.53	3.67	5.54	0.50			
SO <sub>3</sub>				2.84	1.14				
Ap	0.11	0.13	0.22	0.17	0.37	0.17	0.48	0.09	0.20
Rod	0.43	1.67	6.29	0.34	1.39	1.00	0.62	2.54	0.05
Cal	22.07	29.24	25.22	4.80	29.17	53.81	40.79	31.46	26.16
Mag	1.07	4.24	2.28	0.73	3.86	0.75	1.05	9.16	1.76
Sid	0.8	—	—	—	—	—	—	7.39	0.11
Σ Car	24.37	35.15	33.79	5.87	34.42	55.56	42.46	50.55	28.08
Sham	6.0	10.0	14.7	15.0	15.0	3.0	10.38	13.2	19.0
Bar	—	—	—	—	0.53	5.37	—	1.74	—
Pir <sup>+</sup>	?	?	13.04	16.65	18.58	6.38	24.27	(18.0)	(27.7)
Q <sup>+</sup>	69.3	55.0	38.0	62.0	31.0	35.0	22.0	17.9	24.6
U				1.5	2.4	1.8	2.0	1.4	
Th				4.1	5.7	4.8	4.6	4.0	
Pb						115	122	18	
Rb				9.7	33	25	21	90	
Sr				55	450	1050	1400	260	
Se				6	2	3	8	(3)	
As						21	83	(20)	38
Hg				0.30	0.24	2.56	0.48		

## Химический и нормативно-минеральный состав карбонатно-кремнистых конкреций

Компоненты, минералы, %; примеси, г/т	Род А1: Mn < 2 %							
	139	224	291	Ка-13П	460	1194	Ка-13Р	675
H. o.	89.96	77.24	82.08	83.82	84.88	83.12	60.32	57.60
CO <sub>2</sub>	3.69	5.15	6.29	6.09	4.27	4.69	16.13	15.62
CaO	3.06	5.84	4.72	3.95	3.87	4.20	15.55	18.70
MgO	0.31	0.40	0.12	0.82	0.44	0.42	2.18	0.15
MnO	0.39	0.22	0.86	0.26	0.60	0.11	0.40	1.16
FeO	1.87	4.18	7.30	1.68	4.91	3.07	2.11	0.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.06	0.16	0.28	0.06	0.10	1.00	0.10
S <sub>общ</sub>		1.14		1.37			0.82	0.05
BaO			Сл		0.09		Сл	
SiO <sub>2</sub> св			76.04		73.86			
C <sub>орг</sub>				0.34			1.60	
Ap	0.39	0.11	0.35	0.61	0.13	0.22	2.18	0.22
Rod	0.63	0.36	1.48	0.51	0.97	0.17	0.64	1.88
Cal	5.09	10.32	8.08	6.42	6.78	8.30	25.64	33.17
Mag	0.65	0.84	0.25	1.71	0.92	0.87	4.40	0.31
Sid	2.29	0.34	5.37	2.70	1.16	—	—	0.42
Σ Car	8.66	11.86	15.18	11.34	9.83	9.34	30.04	35.78
Sham	1.0	12.0	8.0	4.0	17.0	7.0	7.0	6.0
Bar	—	—	—	—	—	—	—	—
Pir <sup>+</sup>	—	1.98	—	2.56	—	—	1.53	0.1
Q <sup>+</sup>	87.0	74.0	76.04	84.0	74.0	83.0	60.0	58.0
U		1.9		0.8			1.8	
Th		1.2		1.0			1.7	
Pb		25						
Rb		7		11			14	
Sr		46		50			190	
Se				8			5	
As								
Hg				0.16			0.10	

\* II

Таблица 37 (продолжение)

Компоненты, минералы, %; примеси, г/т	Род А2: MnO ≥ 2 %					Род А3: BaO > 1 %	
	284	1461	1477	1487	1027	1350	1351
H. o.	79.01	55.60	59.50	51.92	71.64	87.92	57.81
CO <sub>2</sub>	8.03	15.47	11.79	14.19	5.06	2.40	15.36
CaO	4.42	4.56	8.96	4.78	0.87	2.18	16.77
MgO	2.03	1.47	2.44	2.49	0.15	0.47	1.71
MnO	2.00	6.65	4.75	7.08	6.40	0.09	0.29
FeO	2.87	12.93	5.30	12.81	4.90	3.05	3.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.49	0.08	0.23	0.04	0.06	0.08
S <sub>общ</sub>	—	?		1.08	0.08		
BaO	—	—	Сл		—	2.21	1.31
SiO <sub>2</sub> св			53.78			73.36	40.30
C <sub>орг</sub>							
Ap	0.93	0.58	0.17	0.48	0.09	0.13	0.09
Rod	3.20	10.78	7.69	11.47	10.37	0.14	0.47
Cal	7.88	7.10	15.80	8.07	1.46	3.95	25.54
Mag	4.18	3.07	5.10	5.21	0.31	0.98	3.57
Sid	—	17.43		9.32	0.74	0.26	5.51
Σ Car	15.26	38.38	28.59	34.07	12.88	5.33	35.09
Sham	8.6	5.0		12.0	15.0	8.0	20.0
Bar	—	—		—	—	—	2.0
Pir <sup>+</sup>	—	?		2.0	0.1	11.2	(4.0)
Q <sup>+</sup>	74.0	55.60		52.0	72.0	73.4	40.0
U							
Th						2.2	
Pb							
Rb							
Sr						580	1100
Se							
As							
Hg							

Химический и нормативно-минеральный состав кремнисто-карбонатных  
и карбонатных конкреций

Компоненты, минералы, %; примеси, г/т	Род Б1										
	1377	1381	1555	180	230	1319	1356	393	440	Ка-13М	Ка-13С
Н. о.	16.00	9.28	16.24	17.69	31.60	30.80	45.88	43.40	4.70	4.98	3.54
CO <sub>2</sub>	34.56	37.18	35.42	34.93	26.20	29.10	18.70	22.70	41.14	42.63	42.33
CaO	44.80	48.72	44.59	42.84	35.02	33.66	23.71	29.63	50.67	51.21	51.79
MgO	<0.1	<0.1	0.35	0.51	0.60	1.08	1.82	0.38	0.65	1.17	1.24
MnO	0.33	0.48	0.16	1.16	0.56	1.93	0.92	1.00	0.38	0.10	0.22
FeO	2.01	0.64	1.44	1.29	1.94	3.19	4.03	0.72	0.26	0.27	0.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.03	0.05	0.04	0.94	0.15	0.07	0.03	0.14	0.25	0.56
S <sub>общ</sub>	0.31	1.16	0.83	0.34	0.28	—	1.38	0.20			
BaO	—	—	—	—		Сл	0.40	—		—	0.12
SiO <sub>2</sub> св				—		28.10					
C <sub>орг</sub>				—						0.77	0.90
SO <sub>3</sub>				—							
Ap	0.11	0.06	0.11	0.09	2.05	0.33	0.13	0.07	0.30	0.55	1.22
Rod	0.53	0.78	0.26	1.68	0.91	3.13	1.49	1.62	0.61	0.16	0.36
Cal	79.84	86.87	79.47	76.44	60.49	59.75	42.19	52.81	90.14	90.85	90.25
Mag	—	—	0.73	1.06	1.25	2.26	—	0.79	1.35	2.44	2.59
Sid	—	—	—	—	—	1.18	—	1.16	0.41	0.43	0.72
Σ Car	80.37	87.65	80.46	79.18	62.65	66.32	43.68	56.38	92.51	93.88	93.92
Sham	3.0	3.0	3.0	3.9	4.0	3.0	10.0	—	2.5	—	1.0
Var	—	—	—	—	—	—	0.62	—	—	—	—
Pir	0.6	2.2	1.6	0.6	0.5	—	2.6	0.4	—	—	—
Q <sup>+</sup>	16.0	9.3	16.2	17.0	31.0	30.8	45.9	43.0	4.5	6.0	3.5
U				1.0						2.6	3.0
Th				3.3						1.8	1.4
Pb				<2							
Rb				25						0.9	—
Sr				770		660	1200			390	450
Se				<4						4	3
As				<20							
Hg										0.07	0.11

Таблица 38 (продолжение)

Компоненты, минералы, %; примеси, г/т	Род Б1		Род Б2								
	609	941	240	272	289	292	Ка-13Л	378	390	394	400
H. o.	25.44	25.76	36.96	5.72	24.10	39.26	28.04	20.14	39.34	29.34	12.32
CO <sub>2</sub>	31.33	30.38	24.68	32.48	28.82	21.70	30.65	33.64	24.59	26.59	33.14
CaO	37.28	28.27	20.81	6.78	14.53	10.81	28.22	27.36	30.98	3.94	21.53
MgO	1.02	8.26	4.76	2.44	2.79	3.83	3.25	8.80	0.40	1.96	4.83
MnO	0.79	0.52	4.01	29.50	14.40	14.00	5.20	3.07	2.92	24.37	18.00
FeO	1.90	3.74	3.95	14.48	12.67	4.86	1.90	5.09	0.43	15.49	3.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	1.03	0.09	0.10	1.00	0.94	0.08	0.04	0.11	0.06	0.09
S <sub>общ</sub>		0.65	?	0.14	?	?	—	?	0.04	—	0.05
BaO	—	0.39	?	—	Сл	—	0.06	Сл		—	Сл
SiO <sub>2</sub> св				15.50	19.54			17.88		24.40	
C <sub>орг</sub>				0.15			0.71				
SO <sub>3</sub>											
Ap	0.17	2.20	0.20	0.22	2.18	2.05	0.17	0.09	0.24	0.13	0.20
Rod	1.28	0.84	6.60	47.80	23.21	22.69	8.43	4.97	4.73	39.28	29.17
Cal	66.37	48.24	36.94	11.88	23.83	15.63	50.06	48.73	55.06	6.90	38.06
Mag	2.13	17.27	9.95	5.10	5.83	8.01	6.79	18.40	0.84	4.18	10.10
Sid	3.06	—	2.00	16.56	17.11	5.16	3.06	1.89	—	17.11	—
Σ Car	72.84	66.35	55.49	81.34	69.98	51.49	68.34	73.99	60.63	67.47	77.33
Sham	1.0	5.0	8.1	3.0	6.2	5.0	3.0	6.0	0.5	8.0	9.0
Bar	—	0.5	?	—	—	—	0.1	—	—	—	—
Pir	—	1.1	?	0.3	(4.0)	?	—	?	0.1	—	0.1
Q <sup>+</sup>	25.5	25.8	35.0	15.5	19.5	41.0	28.0	20.0	38.0	24.4	13.0
U			1.0		1.5		1.3				2.8
Th			1.9		2.9		1.1				5.4
Pb			14		7.1						39
Rb			43		3		5.3				3
Sr			320		240		225				200
Se			<4		<4		<3				<4
As			<20		25						34
Hg					0.20		0.085				

Таблица 38 (продолжение)

Компоненты, минералы, %; примеси, г/т	Род Б2						
	401	445	591	1026	647	676а	1000
H. o.	19.84	44.26	34.78	35.10	31.30	35.04	9.78
CO <sub>2</sub>	33.04	23.86	27.37	23.10	28.38	24.86	39.16
CaO	25.25	18.41	18.82	3.05	25.66	19.14	30.02
MgO	7.47	7.80	8.39	0.15	2.80	3.12	12.48
MnO	6.25	2.72	4.95	28.20	4.80	6.00	2.24
FeO	7.26	0.14	1.12	7.92	3.74	7.27	1.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.08	0.03	0.12	0.07	0.05	0.14
S <sub>общ</sub>	—	0.88	?	0.13	0.12	0.04	<0.01
BaO	0.03	—	—	—	—	—	—
SiO <sub>2</sub> св	17.88						
C <sub>орг</sub>							
SO <sub>3</sub>							
Ap	0.13	0.17	0.06	0.26	0.15	0.11	0.31
Rod	10.12	4.41	8.02	45.69	7.78	9.72	3.63
Cal	44.95	32.69	33.58	5.19	45.65	34.05	53.27
Mag	15.62	16.31	17.54	0.31	5.86	6.53	26.10
Sid	3.31	—	1.80	8.32	6.00	7.27	1.97
Σ Car	73.80	53.41	60.94	59.51	65.29	57.57	84.97
Sham	8.0	2.0	—	5.0	3.0	7.0	5.0
Var	0.03	—	—	—	—	—	—
Pir	—	1.6	?	0.2	0.2	—	—
Q <sup>+</sup>	17.9	44.0	37.5	35.1	31.0	35.0	9.0
U	1.0						
Th	2.3						
Pb	<2						
Rb	3						
Sr	130						
Sc	<4						
As	<20						
Hg							



продуктами антагонистических обстановок осадкообразования — окислительной и восстановительной [124, с. 204]. Именно поэтому случаи, когда существенно баритовые конкреции содержали бы обильный пирит, обычно связаны с более поздним процессом сульфидного метасоматоза.

Тем не менее сложность реального минерального состава конкреций так велика, что даже использование описанного тетраэдра с «переменной вершиной» не универсально, ибо «неохваченными» оказываются фосфатные и фосфатсодержащие конкреции. Для них приходится использовать отдельный тетраэдр (рис. 37, внизу справа) с возможными вариантами объединения компонентов, например либо Sham + Pir, либо  $Q^+ + Pir$ .

Разумеется, предложенное отнюдь не исчерпывает возможности графического изображения состава конкреций. Так, если вообще исключить из рассмотрения относительно редкие пиритовые и фосфатные конкреции, то за счет освобождения двух координатных осей появляется возможность детализировать состав карбонатов, разделив их, например, на Ca—Mg и Fe—Mn, что вполне оправдывает себя для отложений  $D_2$  и  $C_1$  (рис. 37, внизу слева).

В табл. 35—39 показаны фазовые химические и нормативно-минеральные составы конкреций. К сожалению, анализы выполнялись в разное время в разных лабораториях и не были стандартизованы по числу определяемых компонентов. Поэтому в аналитических данных есть досадные лакуны (например, отсутствие определений серы в обр. Ka15/161, где по визуальным оценкам содержание пирита превосходит 10 %).

Используя классификационные нормы, предложенные М. П. Кетрис, рассмотрим подробнее все имеющиеся материалы.

**Баритовые (А) и баритсодержащие (Б) конкреции.** Отнесение конкреций к этому классу определяется соотношением нормативных компонентов. А: Bar > ( $Q^+ + Car$ ) > (Pir + Sham); Б: ( $Q^+ + Car$ ) > Bar > (Pir + Sham).

В подклассе А (существенно баритовые конкреции) имеется 6 анализов конкреций из района р. Брусъяхи и один анализ типовой радиально-лучистой конкреции с руч. Марейшор (Ka80/1352). Медианный нормативно-минеральный состав этих конкреций выглядит следующим образом, %:

Ap . . . . .	0.2 (0.1—0.3)	Bar . . . . .	55 (34—70)
$\Sigma Car$ . . . . .	13.5 (4—22)	Pir . . . . .	5(3—11)
Sham. . . . .	4 (2—9)	$Q^+ . . . . .$	22 (9—34)

Как видим, средний состав конкреций в порядке увеличения: *шамозит*(4)—*пирит*(5)—*карбонат*(13.5)—*кварц*(22)—*баритовый*(55).

Кроме компонентов конкрециеобразователя рентгеновский анализ показывает присутствие минералов матрицы — гидрослюда и плагиоклаза. Помимо указанных минералов вполне возможно также присутствие в этих конкрециях небольшой примеси  $CaSO_4$ . Во-первых, она нередко получается «на кончике пера» при нормативном пересчете (когда имеется избыток Ca, который не удается связать в карбонат), а во-вторых, дифрактограммы этих конкреций отличаются исключительной сложностью вследствие частичного совмещения рефлексов барита, пирита и кварца. В такой ситуации слабые возможные рефлексы гипса или ангидрита (например, 4.31, 4.25, 3.09, 2.05, 2.72 Å) вполне могут быть пропущены.

Химические и рентгеновские анализы показывают исключительно кальцитовый состав карбоната. Очень характерно высокое содержание пирита, достигающее 11.4 % в обр. Ka15/221, причем это, быть может, не предел. Прямые определения  $\text{SiO}_2$  в обр. 161 и 1352 дали 17 и 24 %, а петрографические исследования показывают, что микрокристаллический кремнезем, кальцит и пирит являются, по-видимому, более поздними образованиями относительно барита. На очень раннее, вероятно седиментационное, формирование барита указывают также повышенные содержания Th (в среднем 22—23 г/т) и U (12—13 г/т) при весьма незначительном вкладе терригенной силикатной матрицы. Это можно трактовать как указание на соосаждение радиоэлементов с сульфатом бария. Явно повышены и содержания Pb: 45—350 г/т, в среднем ~75 г/т. Но поскольку в пиритовых конкрециях Pb еще больше, можно думать, что Pb и в баритовых конкрециях находится в сульфидной фазе. Содержание Sr в среднем составляет 1470 г/т; как можно судить по работам Н. П. Юшкина [147], этот стронций, вероятнее всего, изоморфно входит в барит. Медианные содержания As, Se и Hg составляют 67, 12 и 0.35 г/т, причем заметной корреляции этих тиофидов с пиритом не видно.

Т. И. Таранина провела специальное исследование барита, выделенного из обр. Ka15/161. По ее заключению, необычной особенностью данного барита в отличие от известных ей других пайхойских образцов является отсутствие Pb, что и дает нам основание отнести аномалии Pb на счет сульфидов. Характерное межплоскостное расстояние  $d_{410} = 2.056 \text{ \AA}$ . Барит обладает термолюминесценцией: при  $225^\circ \text{C}$  интенсивность свечения  $I = 210$  усл. ед. После гамма-облучения свечение резко усиливается, но максимум смещается в низкотемпературную область: при  $t = 175^\circ \text{C}$ ,  $I = 4200$  усл. ед. На кривой рентгенолюминесценции имеется один максимум в области 400—420 нм,  $I = 48$  усл. ед. Отмечается максимальная концентрация парамагнитных центров:  $\text{SO}_3^- (\text{I}) = 1.18 \times 10^{18}$ ,  $\text{SO}_3^- (\text{II}) = 2.82 \cdot 10^{13}$ .

В целом Т. И. Таранина пришла к выводу, что по составу и свойствам наш карский конкреционный барит (проявление района р. Бруссяха) похож на барит Пальникского месторождения Полярного Урала, отличающийся отсутствием  $\text{C}_{\text{орг}}$  и U среди примесей, а также более интенсивной термолюминесценцией. Означает ли последнее, что наш барит более высокотемпературный, чем пальникский?

В подклассе Б (баритсодержащие конкреции) содержание нормативного барита — от 25 до 38 %. Сюда попадают две падейские (обр. 213 и 1353) и одна уникальная среднекарбонатная конкреция (обр. 950). Она отличается от падейских прежде всего существенно кремнистым, практически бескарбонатным составом, тогда как падейские не только высококарбонатные (24—26 %), но содержат шамозит и пирит. Впрочем, между собой падейские также отличаются очень сильно. Обр. 213 из района р. Бруссяха, как очевидно, однотипный с существенно баритовыми конкрециями подкласса А: просто в нем очень много пирита (19 %!). В то же время марейшорский конкрециод (обр. 1353) содержит не более 2—3 % пирита, среди карбонатов присутствует доломит (рефлекс  $2.88 \text{ \AA}$  на дифрактограмме) и много шамозита. Так что если первая пирит-кальцит-

барит-кремнистая, то вторая шамозит-кварц-доломит + кальцит-баритовая.

**Пирит-кремнистые (А) и пирит-карбонатные (Б) конкреции.** Отнесение конкреций к этому классу определяется соотношением нормативных компонентов. А: (Pir+Q<sup>+</sup>) > Sham, Б: (Pir+Car) > Sham. В подклассе А имеется анализ сборной пробы падейских конкреций из района Брусьяха (Ка-13Ж), 8 отдельных анализов конкреций этого типа (обр. 177, 178, 179, 185, 218, 228, 232, 304), один анализ конкрециоида из разреза по р. Марейшор (обр. 1349), два анализа Mn-содержащих конкреций (обр. 194, 270), а также один анализ сборной пробы мегаконкреций из верхов толщи D<sub>3</sub> (Ка-13а). Медианный нормативно-минеральный состав этих конкреций таков:

Ap . . . . .	0.2 (0.13—2.64)	Bar(?) . . .	0.5 (0—1.5)
Σ Car . . . . .	24 (3—55)	Pir . . . . .	20 (10?—45)
Sham . . . . .	9 (1.6—15)	Q <sup>+</sup> . . . . .	47 (20—69)

Таким образом, средний состав в порядке возрастания: *шамозит*(9)—*пирит*(20)—*карбонат*(24)—*кварцевый*(47).

Иногда вследствие недостатка определения серы непосредственно пирит вычислить было нельзя, но при наличии определения SiO<sub>2</sub>св (обр. 304), дающего содержание кварца, содержание пирита можно оценить по разности.

Кроме ведущих компонентов конкрециеобразователя рентгеновский анализ обычно показывает присутствие минералов матрицы: гидрослюды<sup>10</sup> и плагиоклаза. Мощные аномалии Pb (до 500 г/т и даже выше) обязаны присутствию галенита, часто различного в лупу. Наличие барита в этих конкрециях строго не доказано, поэтому нормативный Bar рассчитан условно. Лишь в образцах с сильными аномалиями по стронцию (например, Ка15/179) присутствие барита более вероятно. В остальных случаях вполне возможно нахождение Ba в форме витерита, которому, вероятно, отвечает наличествующий на многих дифрактограммах рефлекс 3.71 Å. Кроме того, в образцах с невысокой карбонатностью (обр. 218, 232, 304) в некоторых вариантах нормативного пересчета можно «на кончике пера» получить гипс или ангидрит. Такому результату не противоречит присутствие на дифрактограммах рефлексов 3.07, 2.07, (1.912) Å (например, обр. Ка15/232), которые могут принадлежать гипсу, или рефлексов 3.48, 2.87, 1.656 Å, которые могут принадлежать ангидриту. Допустимо, что сульфаты Са могут быть либо гипергенными (продукт серноокислотного выветривания с последующим растворением карбоната), либо сингенетичными. Например, в современных осадках Балтики и Тихого океана вместе с баритом присутствует и гипс. В частности, на дифрактограммах, приведенных А. И. Блажчишиным [16], изучавшим микроконкреции в илах стагнированных впадин Балтики, отмечаются принадлежащие полугидрату гипса рефлексy 3.089, 3.43 и 2.71 Å, а также 2.111, 1.098, близкие к тем, что наблюдались и в наших образцах. Любопытно, что практически бескарбонатный состав обр. Ка15/218 (шамозит-кремнистая конкреция с радиально-лучистыми выделениями пирита, размер конкреции 0.20 × 0.15 ×

<sup>10</sup> О возможном аутигенном характере гидрослюды см. далее.

× 0.03 м) почему-то отличается повышенной фосфатностью:  $Ar = 2.64$  при фоновых содержаниях  $Ar$ , не превышающих 0.5 %.

На некоторых дифрактограммах отмечались рефлексы 3.12—3.133, 2.708—2.710, 2.286, 1.560, 1.501, 1.447, 1.438, (1.043, 1.048) Å, которые весьма предположительно можно приписать тремолиту (?!). Хотя он и не отмечался в шлифах, его присутствие в принципе возможно (в отложениях  $D_3^2$ , как мы видели, амфиболы установлены достоверно). В составе карбонатного вещества пирит-кремнистых конкреций доминирует кальцит; примеси нормативных  $Rod$ ,  $Mag$  и  $Sid$  не превышают 1.5 % на породу. Только самые марганцовистые и магниевые обр. 194 и 270 содержат  $Mn$ -кальцит (рефлекс 2.98 Å) и  $Mn$ -доломит или  $Mn$ -анкерит (рефлекс 2.89—2.90 Å).

Из элементов-примесей кроме уже отмеченного  $Pb$  характерно постоянное присутствие селена (4—10 г/т), мышьяка (до 115 г/т) и ртути, содержания которой достигают 1 г/т (обр. 177). Анализ монофракции пирита из марейшорского конкрецита (обр. Ка80/1349) показал присутствие в нем, г/т:  $Cu$  (20),  $Ni$  (170),  $Ti$  (400) и  $Ag$  (0.2). Как видим, содержания микропримесей невысокие; впрочем, к их числу, вероятно, следует добавить сурьму, содержание которой достигает 130 г/т (обр. Ка15/218).

Пирит-кремнистые мегаконкреции из верхов толщи  $D_3^2$  (сб. пр. Ка-13А) выделяются низкой карбонатностью (что, впрочем, может быть и результатом сернокислотного выветривания) и относительно повышенным содержанием нормативного шамозита (~15 %). Однако главным отличием их от падейских является отсутствие бария, который в последних всегда присутствует в содержаниях не ниже 0.1 %.

В подклассе Б (пирит-карбонатные конкреции) имеется один анализ падейской сб. пр. Ка-13И, три анализа индивидуальных конкреций и один анализ, представляющий относительно более пиритизированное ядро зональной пирит-карбонатной конкреции в отложениях нижнего визе (обр. 1067). Для падейских образцов медианный нормативно-минеральный состав таков:

$Ar$ . . . . .	0.3 (0.09—0.48)	$Pir$ . . . . .	18 (6—24)
$\Sigma Car$ . . . .	37 (34—55)	$Q^+$ . . . . .	28 (18—35)
$Sham$ . . . . .	11 (3—15)		

Таким образом, средний состав этих конкреций в порядке увеличения: шамозит(11)—пирит(18)—кварц(28)—карбонатный(37 %).

Однако эта небольшая группа анализов все же разнородна. В частности, особняком стоит состав с высоким содержанием бария — обр. 187. Хотя определение барита по дифрактограмме здесь не вполне достоверно, нормативный пересчет дает 5.4 % нормативного  $Bar$ , что почти равно содержанию нормативного  $Pir$  (6.4 %). Присутствие  $Bar$  косвенно подтверждается аномальными содержаниями стронция (1050 г/т). Поэтому, быть может, место данного состава — среди «барийсодержащих» конкреций, а не здесь. Это как раз один из случаев условности принятых классификационных границ. Данный состав отличается и «ураганным» содержанием ртути — 2.56 г/т! Так же индивидуален и состав дынеобразной конкреции обр. 302 размером  $0.25 \times 0.13 \times 0.10$  м, скорее всего,

представляющей собой б у д и н у конкреционного тела. Под микроскопом видна тонкозернистая шамозит-карбонатная матрица, в которой расположены крупные, прекрасно образованные метакристаллы пирита с «тенями давления» (результат будинажа?), заполненными халцедоном, по-видимому стянутым сюда из тонкозернистой ткани. Наличие определения  $\text{SiO}_2$  св позволяет оценить содержание  $\text{Pig}$  даже в отсутствие определения серы (~18 %). Ведущими карбонатами здесь оказываются Мп-анкерит (рефлексы 2.89 и 1.792 Å) и кальцит (3.03, 2.08 Å). Из малых примесей вполне возможен витерит — рефлексы 3.71, (2.59), 2.13, 2.02 (с наложением Мп-анкерита), 1.941, 2.63 (с наложением пирита). В сб. пр. Ка-13И, представляющей средний состав наиболее распространенных конкреций этого подкласса, доминирующим карбонатом является кальцит (3.026 Å), а второстепенным — Мп-доломит (2.896 Å).

Нижневизейская конкреция (обр. Ка58/1067) выделяется относительно повышенным содержанием нормативного шамозита (~19 %). В ней примечательно также высокое содержание в и с м у т а — 2.5 г/т (это много для наших конкреций).

Наконец, в падейских конкрециях отмечаются иногда странные аномалии б о р а. Так, в сб. пр. Ка-13Ж найдено 100 г/т бора, что, конечно, много для такого минерального состава, а в обр. Ка15/218 и 228 еще больше — 350—370 г/т! Такие аномалии могут означать, что в конкрециях присутствует не терригенная, а аутигенная гидрослюда (рефлексы этого минерала: 9.8—9.9, 4.97, 4.4—4.5 Å). Известно, что именно аутигенные гидрослюды отличаются повышенным содержанием бора [119].

**Карбонатно-кремнистые (А) и кремнисто-карбонатные (Б) конкреции.** Отнесение конкреций к этому классу определяется соотношением нормативных компонентов. А:  $Q^+ > \text{Car} > \text{Sham}$ , Б:  $\text{Car} > Q^+ > \text{Sham}$ .

В подклассе А выделяются три р о д а: нормальных (А1), марганцовистых (А2) и барийсодержащих (А3) конкреций:

А1: MnO	< 2 %
А2: MnO	> 2 %
А3: BaO	> 1 %

В роде А1 (табл. 37) представлены три анализа падейских конкреций (обр. 139, 224, 291), турнейская сб. пр. Ка-13П и фаменский обр. 1027, нижневизейский обр. 1194 и два анализа конкреций из отложений  $\text{C}_{2-3}$ : сб. пр. Ка-13Р и обр. 675.

Медианный нормативно-минеральный состав падейских конкреций таков:

Ap . . . . .	0.35 (0.11—0.35)	Sham . . . . .	8 (1—12)
ΣCar . . . . .	12 (7—15)	Q <sup>+</sup> . . . . .	76 (74—87)

Таким образом, их средний состав: шамозит(8)—карбонат(12)—кварцевый(76). Доминирующей фазой является кварц, а карбонат представлен либо кальцитом (рефлекс 3.03—3.02 Å), либо Мп-кальцитом (3.00 Å).

Состав турнейской кремнистой конкреции близок к падейским: шамозит(10)—карбонат(11)—кремнистый(78). Микроструктура кремнистой конкреции в яшмоидах на руч. Гермес (обр. Ка23/460) отражает последовательность литогенетического процесса, так как карбонат и

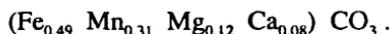
кварц образуют выделения нескольких генераций: а) ранней микрозернистой (0.005—0.006 мм) и б) поздней мелкокристаллической (~0.03 мм). На этом фоне видна самая поздняя (в) генерация карбоната, представленная редкими неправильными зернами размером 0.3—0.4 мм. Хотя выделений «шамозита» в шлифе рассмотреть не удастся (он маскируется микрозернистой кремнистой тканью), рентгеновский анализ кроме преобладающих фаз кварца (3.33, 4.25, 1.817 Å и мн. др.) и Мп-кальцита (3.010 Å и др.) неожиданно выявляет рефлекс 12.01 Å. Поскольку нормативный пересчет позволяет связать в карбонат лишь очень небольшое количество FeO, приходится допустить, что в данном случае величина FeO\* (остаток) входит не в шамозит, как в падейских конкрециях, а в смектит типа Fe-монтмориллонита, который «законсервировался» в конкреции, будучи, вероятно, седиментогенным (вулканогенным?).

Нижневизейский обр. Ка67/1194 представляет весьма своеобразные длинные «шлангообразные» или «колбасообразные» тела толщиной до 0.5 м среди черных глинисто-кремнистых сланцев. Они участвуют в складчатости и, как очевидно, представляют собой б у д и н и р о в а н н ы е просло и кремнистых конкрецтоидов, состоящих из шамозита (7), карбоната (8) и кварца (83).

Анализы конкреций из толщи  $C_{2-3}^b$  (сб. пр. Ка-13Р, обр. Ка41/675) отличаются от прочих анализов рода А1 своей гораздо более высокой карбонатностью: шамозит(6—7)—карбонат(30—36)—кварцевые(58—60 %). Поэтому среди элементов-примесей относительно повышено содержание стронция.

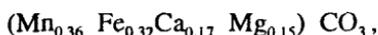
Род А2 в табл. 37 представлен анализами марганцовистых конкреций, среди которых 4 падейских и одна турнейская. Падейские образцы Ка16/284 (район р. Брусьяха) и Ка75/1461, Ка77/1477, 1487 (район о-ва Марейго) сильно различаются по составу карбонатной фазы. Обр. Ка16/284 представляет собой конкрецтоид мощностью 0.07 м, с обильными поздними кварцевыми прожилками, нормальными к наслоению (скорее всего, это результат сегрегации микрозернистого кварца). Преобладающими фазами в нем являются кварц и два карбоната: Fe—Са-ролохрозит (рефлексы 2.83, 2.38, 2.16 Å и др.) и Мп-доломит (2.91 Å). Кроме того, присутствуют шамозит (7.02, 3.51 Å) и гидрослюда (9.62 Å). В то же время очень своеобразные «вороненые» (покрытые с поверхности тонкой черной корочкой Мп-окислов) пиритсодержащие конкреции из района о-ва Марейго<sup>11</sup> отличаются от брусьяхинских своей высокой железистостью. Преобладающим карбонатом в них является олигонит или Fe-ролохрозит, а второстепенными — либо кальцит (обр. 1461), либо Мп-анкерит (обр. 1477, 1487).

В обр. Ка75/1461 (сплющенное «полено» в алевролитах сечением 0.1×0.2 и видимой длиной 0.3 м, с обильным крупным пиритом) по соотношению рефлексов 2.80 : 3.02 Å содержания олигонита и кальцита относятся как 7.1 : 1. Расчет дает формулу олигонита в виде



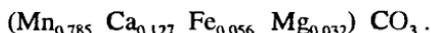
<sup>11</sup> Как и Мп-конкреции в районе р. Брусьяха [143], они были обнаружены Я. Э. Юдовичем в 1977 г.

В обр. Ка77/1487 (конкреция в углеродистых аргиллитах) по соотношению рефлексов 2.80 : 2.90 Å содержания олигонита и Мп-доломита относятся как 3.3 : 1. Расчет дает формулу олигонита в виде



т. е. более марганцовистую, чем в обр. 1461.

В отличие от падейских, состав карбоната турнейского обр. Ка57/1027 (руч. Громашор, зональная округлая конкреция размером 0.10 × 0.05 м) оказывается однофазовым. Расчет дает формулу Са-родохрозита (рефлекс 2.82 Å) в виде



Как видим, кроме однофазности, турнейский карбонат гораздо богаче марганцем и намного менее железистый, чем падейские.

Род А3 представлен двумя анализами падейских конкреций из разреза руч. Марейшор, где они залегают в кремнисто-глинистых сланцах (обр. Ка80/1350) и в мергелях (Ка80/1351). Эти конкреции содержат до 2 % нормативного Ваг, что косвенно подтверждается аномалией стронция в обр. 1351. В них присутствуют две карбонатные фазы: кальцит или Мп-кальцит (рефлексы 3.03—2.99 Å) и доломит (2.88 Å).

Отражая разный состав вмещающих пород, конкреции сильно отличаются по содержанию карбоната: 6 и 35 % для обр. 1350 и 1351 соответственно, причем в первом значительно больше пирита (11 % против 4 %). По крайней мере в отношении высококарбонатного состава обр. 1351 очевидна условность отнесения его именно к данному классу «карбонатно-кремнистых» конкреций. С наименьшим основанием его можно рассматривать и среди баритовых конкреций — в качестве особой, низкобаритовой разновидности.

В подклассе Б также выделяются два рода по марганцовистости: Б1 —  $\text{MnO} < 2 \%$ , Б2 —  $\text{MnO} \geq 2 \%$ .

Род Б1 в табл. 38 представлен тремя анализами оюских конкреций (обр. 1377, 1381, 1555), четырьмя анализами падейских конкреций и конкрецоидов (обр. 180, 230, 1319, 1356), двумя анализами конкреций из нижневизейской толщи, среди которых две сборные пробы (Ка-13М, С) и один индивидуальный анализ (обр. 609), а также одним анализом конкреции из сероцветной нижней перми (обр. 941).

Наиболее простой и бедный элементами-примесями средний состав имеют оюские конкреции, в основном сложенные кварцем и кальцитом:

Ap. . . . .	0.1 (0.06—0.11)	Sham. . . . .	3
Σ Car. . . .	81 (80—88)	Q <sup>+</sup> . . . . .	15 (9—16)
Pir. . . . .	1.6 (0.6—2.2)		

Падейские конкреции в отличие от оюских более кремнистые:

Ap. . . . .	0.23 (0.09—2.05)	Sham. . . . .	0.5 (0—2.5)
Σ Car. . . .	65 (43—79)	Q <sup>+</sup> . . . . .	32 (17—46)
Pir. . . . .	0.5 (0—2.6)		

Рентгеновский анализ показывает доминацию кальцита (3.03—3.02 Å) с малыми примесями доломитовой или анкеритовой фазы (2.90—2.91 Å), многочисленные рефлексы кварца, присутствие шамозита (7.02, 3.53 Å), а в обр. Ка15/180 — и плагиоклаза (3.18 Å). Обращает на себя внимание повышенное содержание  $P_2O_5$  в сильноокисленных кремнисто-карбонатных конкрециях с пиритом (обр. Ка15/230). Возможно, это эпигенетическое обогащение (сорбция фосфата на гидроокислах Fe?).

Конкреционные образования из фамен-турнейских слоев сильно различаются по содержанию карбоната, что могло зависеть от пористости вмещающих их осадков. Так, прослой белого мраморовидного известняка в сургучно-красных яшмоидах на р. Каре (обр. Ка21/393) содержит 56 % карбонатов, а конкреция из турнейских сланцев на руч. Гермес размером  $0.35 \times 0.15$  м (обр. Ка23/440) отличается чистотой — она сложена карбонатом на 92—93 %. Однако в обоих случаях в составе карбонатного вещества доминирует Мп-кальцит (рефлекс 3.003—3.006 Å), и лишь в следовых количествах присутствует олигонитовая фаза (рефлексы 2.809—2.826 Å).

Среди нижневизейских один анализ (сб. пр. Ка-13М, составленная из трех образцов) представляет чистые кальцитовые конкреции, а два других — мегаконкреции — «бомбы». Как видно в табл. 38, и мегаконкреции могут сильно отличаться по содержанию карбоната: одни из них столь же чистые, как и небольшие конкреции (сб. пр. Ка-13С, составленная из двух образцов), а другие содержат около 20 % кварца (обр. Ка36/609 из «бомбы» размером  $0.4 \times 0.3 \times 0.2$  м). Хотя данными рентгеновских анализов этих конкреций мы не располагаем, высокая доля нормативного Саl подсказывает, что они, по-видимому, однофазовые (кальцитовые). Нижнепермский обр. Ка52/941 взят из обломка мегаконкреции в серых мергелистых сланцах видимого размера не менее  $1 \times 1$  м. Отмечаем повышенное содержание фосфора (см. об этом раздел 1.7 геохимического описания) и высокую магнезиальность (17 % нормативного Маg), позволяющие допускать двухфазный, доломит-кальцитовый состав карбоната.

Род Б2, объединяющий марганцовистые конкреции, представлен четырьмя анализами падейских конкреций (обр. 240, 272, 289, 292), 9 анализами конкреций и конкрециидов из фамен-турнейской толщи (сб. пр. Ка-13Л, обр. 378, 390, 394, 400, 401, 445, 591, 1026) и тремя анализами среднекарбонатовых конкрециидов.

Падейские конкреции Мп-карбонатов с крупным пиритом из района р. Бруссяха отличаются исключительной сложностью своего состава при наличии больших вариаций. Очевидно, это отражает разнородность данной группы (что, в частности, видно и по существенно разным содержаниям фосфора):

Ar . . . . .	1.1 (0.2—2.2)	Pir . . . . .	2 (1?—4)
Σ Car . . . .	63 (51—81)	Q <sup>+</sup> . . . . .	28 (15—41)
Sham . . . .	5.5 (3—8)		

Почти в каждой конкреции рентгеновским анализом фиксируется до 7—8 минералов, в числе которых кварц, карбонаты, пирит, шамозит, гидрослюда, плагиоклаз и вполне вероятная малая примесь витерита (рефлекс 3.71 Å). Особенно примечательна многофазность карбонатного

## Качественный минеральный состав конкреций

Номер образца	3.02—3.03 Å (кальцит)	2.98—3.01 Å (Mn-кальцит)	2.86—2.87 Å (сложный карбонат)	2.83—2.85 Å (родохрозит)	2.80—2.82 Å (Fe-родохрозит-олигонит)	2.89—2.92 Å (Mn-доломит, Mn-анкерит)
240	+			+		+++
272				+++		+
289		+	+		+	+++
292				+	+	+++

Примечание. Здесь и далее +++ — преобладание, ++ — заметное присутствие, + — малая примесь.

вещества, насчитывающего до 4 (!) минералов (обр. Ka16/289). Если примерно оценить их содержание по интенсивности главных рефлексов от 1014, то получим распределение по образцам, данное в табл. 40.

В наиболее марганцовистом обр. Ka16/272, представляющем собой линзовидное конкрецоидное тело длиной 1.5 и толщиной от 0.05—0.07 до 0.10 м, доминируют родохрозит (2.84 Å) и Mn-анкерит (2.91 Å). Обр. Ka16/289 взят из сплющенного «полена» неясной длины,<sup>12</sup> сечением 0.15—0.17 × 0.05—0.07 м, с обильным крупным пиритом по периферии. Здесь установлено максимальное число карбонатных фаз: Mn-доломит (2.91 Å), Mn-кальцит (2.99 Å), Fe-Ca-родохрозит (2.86 Å) и олигонит или Fe-родохрозит (2.80 Å).

Однотипный обр. Ka16/292 также представляет обломок «полена» видимой длиной 0.3 м, сечением 0.25 × 0.18 м, с крупным пиритом по периферии. Соотношение интенсивности рефлексов на дифрактограмме — 2.92 : 2.84 : 2.79 Å — позволяет оценить соотношение Mn-доломит: родохрозит : Mn-сидерит как 11.6 : 5.4 : 1.0. Расчет дает формулу Mn-доломита с некоторой дефектностью:



Получается, что часть  $\text{Mn}^{2+}$  (0.04 ф. е.) занимает позиции  $\text{Ca}^{2+}$ . Впрочем, этот результат может быть обусловлен и неточностью расчета.

Разнородна и группа фамен-турнейских конкреций и конкрецоидов. Хотя формально все они отнесены к одному подклассу марганцовистых, среди них можно выделить по меньшей мере две группы с содержаниями нормативного Rod < 10 % и  $\gg 10$  %. И здесь рентгеновский анализ фиксирует от двух до четырех карбонатных фаз (табл. 41).

Относительно низкомарганцовистые образования представлены как низкомагнезиальными составами (сб. пр. Ka-13Л, обр. 390, 591), так и более магнезиальными (378, 401, 445).

В сб. пр. Ka-13Л, составленной из 6 проб фаменских конкреций, соотношение нормативных Sid : Mag : Cal равно примерно 1 : 2 : 17, что указывает на вероятный однофазовый состав (или же двухфазовый, но с

<sup>12</sup> Это характерная форма будинирования конкрецоидных прослоев [114].

## Качественный минеральный состав конкреций

Номер образца	2.99—3.00 Å (Mn-кальцит)	2.88—2.91 Å (Mn-доломит)	2.80—2.82 Å (Fe-родохрозит или олигонит)	2.83—2.85 Å (родохрозит)
378	+	+++		
390	+++		+	
401	+	+++		
445	++	+++		
394		+	+++	
400	+	+++		++
1026	+		+++	

преобладанием кальцита). Это подтверждается рентгеновским анализом обр. Ka21/390 (прослой белого мраморовидного конкрецоида в яшмоидах толщиной 0.05—0.15 м), в котором доминирует Mn-кальцит (3.00 Å) с малой примесью олигонита (2.80 Å).

Обр. Ka21/378 представляет крупную колесообразную конкрецию размером 0.30 × 0.20 м при толщине 0.05—0.06 м, залегающую в тонкослоистых фтанитах. Под микроскопом в ней видна тонкозернистая однородная кремнисто-карбонатная ткань с правильными кубиками пирита размером 0.1—0.3, иногда до 0.6 мм, и редкие секущие прожилки позднего карбоната с более крупным зерном (до 0.2 мм). По соотношению интенсивности рефлексов 2.89 : 3.01 Å соотношение Mn-доломит : Mn-кальцит получается 2.6 : 1. Расчет дает формулу Mn-доломита:



из которой видно, что  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  занимают структурные позиции магния.

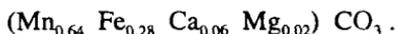
Другой магнезиальный образец Ka21/401 представляет темный (за счет дисперсно-рассеянного ОВ) прослой конкрецоида толщиной 0.05 м среди черных турнейских фтанитов. Под микроскопом видно, что эта порода в отличие от большинства своих гомологов перекристаллизована (структура карбоната средне-крупнозернистая), причем реликты радиоларий замещены карбонатом. Эта ткань пронизана множеством тонких кварцевых прожилков, ориентированных нормально к наслоению (очевидный эффект сегрегации кремнистого вещества). Рентгеновский анализ выявляет Mn-доломит (2.90 Å) и Mn-кальцит (3.00 Å) в соотношении 3.9 : 1. Расчет дает формулу Mn-доломита, более марганцовистого, чем в обр. 378:



Аналогичные две карбонатные фазы (2.88 и 3.00 Å) зафиксированы и в прослое черного конкрецоида мощностью до 0.4 м на руч. Гермес (обр. Ka23/445).

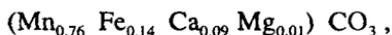
Высокомарганцовистые конкреции сложены как относительно магнезиальным карбонатом (обр. 394, 400), так и почти безмагниевым (обр.

1026). Обр. Ка21/394 представляет собой конкрециидный прослой «тяжелого кремня» (полевое определение) в черносланцевой пачке непосредственно над яшмоидами. Под микроскопом в однородной мелко-тонкокристаллической кремнисто-карбонатной основной ткани видны микрослойки с разным содержанием дисперсного ОВ, что подчеркивает седиментационно-диагенетическую или даже седиментационную природу этих образований. По соотношению рефлексов  $2.82 \text{ \AA}$  (Fe-родохрозит) :  $2.88 \text{ \AA}$  (доломит) соотношение этих фаз получается 8.3 : 1. Расчет дает формулу Fe-родохрозита:



Обр. Ка21/400 также является конкрециидным прослоем толщиной 0.05 м, залегающим в черносланцевой пачке над яшмоидами. Он весь пронизан нормальными к наслоению кварцевыми прожилками и сильно окислен с поверхности. Среди карбонатов здесь доминирует Mn-доломит (кутнагорит) —  $2.89 \text{ \AA}$ , но в заметном количестве присутствует и относительно редкий для наших конкреций родохрозит (рефлексы 3.66, 2.85, 2.18, 2.00 и некоторые др.) при резко подчиненной примеси третьего карбоната — Mn-кальцита ( $2.998, 1.862 (?) \text{ \AA}$ ).

Наконец, в «безмагниево» обр. Ка57/1026, представляющем крупную ( $0.75 \times 0.35 \text{ м}$ ) зональную конкрецию из черных турнейских кремнистых сланцев на руч. Громашор, резко доминирует Fe-родохрозит ( $2.82 \text{ \AA}$ ) при ничтожной примеси Mn-кальцита ( $3.00 \text{ \AA}$ ). Расчет дает формулу Fe-родохрозита:



в которой 9 ф. е.  $\text{Mn}^{2+}$  замещены на  $\text{Ca}^{2+}$ . Вот почему эту фазу можно квалифицировать и как Fe-Ca-родохрозит.

Все три среднекарбонатных образца представляют конкрециидные прослой, описанные в поле как «серые известковые кремни» (обр. Ка38/647) либо как «линзы темных известняков» среди зеленовато-серых кремнисто-глинистых сланцев (обр. Ка41/676а), либо как частые прослой коричневатых с поверхности черных доломитов мощностью 0.05—0.10 м, залегающие среди серых кремнистых сланцев через каждые 0.2—0.3 м (обр. Ка57/1000). Как видно из табл. 38, при умеренно высокой марганцовистости (3.6—9.7 % нормативного Rod) эти образования сильно разнятся по доломитовости (5—7 % нормативного Mag против 26 % в обр. 1000). Рентгеновский анализ обр. Ка41/676а показывает резкое преобладание кутнагорита ( $2.899 \text{ \AA}$ ) при следовых количествах кальцита ( $3.03 \text{ \AA}$ ). Отмечается отчетливый рефлекс альбита ( $3.18 \text{ \AA}$ ), что вообще характерно для среднекарбонатной толщи (см. раздел 1.6 геохимического описания).

**Подкласс шамозитово-кремнисто-карбонатных конкреций (В).** Выделение этого подкласса представляется спорным, ибо расчет нормативного шамозита, как описано выше, это процедура, наиболее отягощенная всеми ошибками как анализа, так и самого расчета. Например, занижение в анализе  $\text{CO}_2$  искусственно завысит величину  $\text{FeO}^*$  (некарбонатный остаток) и соответственно — количество нормативного Sham, а перестает

новка в последовательности расчета  $\text{Mag} \rightarrow \text{Sid}$  на обратную,  $\text{Sid} \rightarrow \text{Mag}$ , может, наоборот, привести к связыванию всего  $\text{FeO}$  в карбонат с соответствующим «исчезновением» нормативного  $\text{Sham}$ . И все же мы решились выделить этот подкласс по признакам:  $\text{Car} > Q^+$ ,  $\text{Sham} > 10\%$ .

Вполне очевидно на условности принятой границы содержания нормативного  $\text{Sham}$ . В частности, в описанных выше кремнисто-карбонатных конкрециях подкласса Б встречались анализы, где содержание нормативного  $\text{Sham}$  вплотную подходило к этой границе (обр. 1356, 240, 394, 400, 401, 676а). Ясно, что разница в 1—2 и даже в 3 % нормативного  $\text{Sham}$  может быть соизмеримой с погрешностями расчета и анализа.

В пользу выделения этого подкласса — соображения не формального, а сущностного характера. Во-первых, все конкреции данного подкласса только падейские, в других отложениях конкреций такого состава не встречается. Во-вторых, именно в этот подкласс попадают почти все очень своеобразные, хорошо узнаваемые в поле «воронены» конкреции и конкрециды из разрезов падейской свиты в районе о-ва Марейго. Как увидим ниже, они имеют характерную особенность — практическую однофазовость карбонатного вещества при высокой железистости (более 8 %  $\text{FeO}$ ). Правда, придирчивый читатель заметит, что высокожелезистые составы попадались и в подклассе Б (например, обр. 272, 289 в табл. 38). Однако эти образования — несомненно родственные; они оказались в разных подклассах просто в силу условности принятой границы — 10 % нормативного  $\text{Sham}$ . Такова цена, которую приходится платить за любую формально проведенную границу.

По образцу предыдущих подклассов в табл. 39 конкреции разделены на два рода: род В1, низкомарганцовистые:  $\text{MnO} < 2\%$ ; род В2, марганцовистые:  $\text{MnO} \gg 5\%$ .

Род В1 представлен 5 анализами только конкрецидов (обр. 1335, 1338, 1356, 1468, 1470) из района о-ва Марейго. Это маломощные прослои песчаников и алевролитов в углистых сланцах или алевросланцах. Иногда они протягиваются вдоль всего обнажения, но чаще вследствие будинажа расчленены на отдельные линзы. Так, обр. Ка80/1335 и 1338, отобранные в разрезе по руч. Марейшор, выглядят как тонкие прослои угольно-черных пелитоморфных пород среди черных аргиллитов с пиритом или без него. Видимая длина тел в обнажении — до 1.5 м при мощности (в раздуве) до 0.13 м. Удивительно, как сильно разнится состав этих внешне однотипных пород:  $\text{FeO}$  3.69 и 25.32 %, причем порода обр. 1338 заметно магнезиальна, а обр. 1335 — практически безмагниева.

Обр. Ка75/1468 и 1470 отобраны из разреза по левому берегу р. Кары выше о-ва Марейго. Обр. 1468 представляет залегающую в черных алевросланцах мегаконкрецию размером  $2.5 \times 1.0 \times 0.2$  м с мелким пиритом, а обр. 1470 представляет длинный прослой конкрецида в алевросланцах толщиной 0.05—0.10 м с толстой коркой выветривания у контактов с вмещающей породой. Химический и минеральный состав этих образований сходен. Кроме кварца и небольшого количества кальцита (3.033 Å), преобладающей карбонатной фазой в этих образованиях является  $\text{Mn}$ -анкерит, или кутнагорит, дающий сильные рефлексы на дифрактограммах: 3.689—3.699, 2.904—2.896 (2.704), 2.412—2.415, 2.023, 1.817, 1.787 Å. Шамотит на этих дифрактограммах достоверно не определен.

Качественный минеральный состав конкреций

Номер образца	3.02—3.03 А (кальцит)	2.99—3.01 А (Мп-кальцит)	2.89—2.92 А (кутнагорит, Мп-доломит)	2.79—2.82 А (Мп-сидерит, олигонит)
1486	+	+	+++	?
1470	+		+++	
256	+		+++	+
287		+	+	+++
290			++	+++
1327				+++
1328				+++
1460	+			+++
1462				+++
1466				+++
1480			+++	
1488	+		++	+++
1489			+	+++

Род В2 представлен 13 анализами, из которых 3 отвечают конкрециям из района р. Брусьяха (обр. 256, 287, 290), а все остальные — по району о-ва Марейго. Распределение карбонатных фаз по образцам показывает, что первые полиминеральны, тогда как вторые практически мономинеральны (табл. 42).

Обр. Ка15/256 представляет маломощный прослой конкрецоида в кремнисто-глинистых сланцах видимой длиной более 1 м. Под микроскопом обнаруживается микрозернистая, даже пелитоморфная ткань (шамозит здесь, как и в других образцах, в основной ткани совершенно неразличим). На этом фоне — крупные правильные кристаллы пирита, в «тенях давления» возле которых видны листочки хлорита с аномальными цветами интерференции. Очевидно, это и есть «визуализированный» вследствие мобилизации и переотложения из основной ткани «шамозит». По соотношению интенсивности рефлексов 2.91 (Мп-доломит) : 2.79 (Мп-сидерит) : 3.02 А (кальцит) соотношение этих фаз получается 7.3 : 1.2 : 1.0. Расчет дает формулу Мп-доломита:



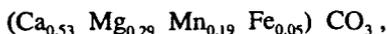
Примечательной особенностью состава этого конкрецоида является мощное накопление цинка (1200 г/т), входящего, вероятно, в Мп-сидерит.

Обр. Ка16/287 представляет прослой сильноокварцованного и окисленного по трещинкам конкрецоида толщиной 0.10 м. По соотношению интенсивности рефлексов 2.82 (Са-родохрозит?!): 2.91 (кутнагорит) : 3.01 (Мп-кальцит) соотношение количества этих фаз получается 5.1 : 4.4 : 1.0. Расчет дает сомнительную формулу Са-родохрозита:

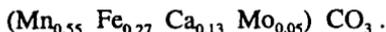


Сомнительность ее в том, что рефлекс 2.82 Å соответствует Fe-родохрозиту, а не Са-родохрозиту (для которого следовало бы ожидать рефлекса в интервале 2.85—2.87 Å).<sup>13</sup>

Обр. Ka16/290 также представляет сильноокварцованное конкреционное тело размером 0.35 × 0.05 м, залегающее в ожелезненных кремнисто-глинистых черных сланцах. По соотношению интенсивностей рефлексов 2.82 (Fe-родохрозит) : 2.91 (Mn-доломит) соотношение количества этих фаз получается соизмеримым: 2.6 : 1. Приняв по аналогии с другими образцами (где он доминирует) состав Mn-доломита в виде



получим формулу Са—Fe родохрозита в виде



Серия образцов из района о-ва Марейго (1327, 1328, 1460, 1462а, 1466, 1488, 1489) представляет типовые «вороненые» конкреции с пиритом или без него, обычно зональные, что подчеркивается при выветривании, а также аналогичные по составу и облику конкрецииды, имеющие вид «поленьев» разной длины (как уже говорилось, это форма будинирования компетентных прослоев конкрециидов в пластичных сланцах — см. [114]). Все эти образования однотипны не только внешне, но и по составу; карбонатное вещество в них существенно однофазовое олигонитовое (при соизмеримых формульных количествах  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ ), манган-сидеритовое (при заметном преобладании  $\text{Fe}^{2+}$  над  $\text{Mn}^{2+}$ ) или же, редко, — Fe-родохрозитовое (при обратном соотношении). И лишь в обр. 1488, 1489 отмечаются небольшие примеси других карбонатных фаз: Mn-доломита и кальцита. Расчет дают для этих образцов формулы единственного или резко доминирующего минерала, отвечающие одному из трех вышеназванных минералов:

- обр. Ka75/1327, 2.80 Å — Mn-сидерит:  $(\text{Fe}_{0.556} \text{Mn}_{0.245} \text{Mg}_{0.148} \text{Ca}_{0.050}) \text{CO}_3$ ;  
 обр. Ka75/1328, 2.81 Å — Mn-сидерит-олигонит:  
 $(\text{Fe}_{0.478} \text{Mn}_{0.300} \text{Mg}_{0.141} \text{Ca}_{0.081}) \text{CO}_3$ ;  
 обр. Ka75/1460, 2.79 Å — Mn-сидерит:  $(\text{Fe}_{0.68} \text{Mn}_{0.28} \text{Ca}_{0.04}) \text{CO}_3$ ;  
 обр. Ka75/1462а, 2.80 Å (олигонит):  $(\text{Fe}_{0.461} \text{Mn}_{0.363} \text{Mg}_{0.088} \text{Ca}_{0.088}) \text{CO}_3$ ;  
 обр. Ka75/1466, 2.80 Å — олигонит—Fe-родохрозит:  
 $(\text{Mn}_{0.414} \text{Fe}_{0.389} \text{Mg}_{0.127} \text{Ca}_{0.070}) \text{CO}_3$ ;  
 обр. Ka77/1489, 2.79 Å — Mn-сидерит:  $(\text{Fe}_{0.60} \text{Mn}_{0.20} \text{Mg}_{0.14} \text{Ca}_{0.06}) \text{CO}_3$ .

<sup>13</sup> Очевидно, в данном случае мы сталкиваемся с издержками самой методики расчета. Дело в том, что для расчета формулы одной фазы при наличии других нужно предварительно элиминировать формульные качества  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , входящие в эти последние. А это приходится делать только по аналогии: приняв для них составы такие же, как в конкрециях с преобладанием данных фаз. Так, для расчета родохрозита в обр. 287 пришлось использовать формулу кутнагорита, введенную для обр. 256. Но если эта аналогия неверна, то ошибочным будет и финальная формула.

Очевидно, что увеличение в структуре числа формульных единиц  $Mn^{2+}$  увеличивает межплоскостное расстояние, а увеличение  $Fe^{2+}$  понижает его.

Особого рассмотрения заслуживает обр. Ка77/1480, который представляет необычное образование — «синюю брекчию». Это район борта «кальдеры» Марейго (ударный кратер), где все породы, в том числе и падейские, претерпели мощное дробление, причем местами для образовавшихся тектонических брекчий характерны тускло-синие пленки с обилием какого-то блестящего темного слюдоподобного минерала (может быть, манганита?). Оказалось, что «синие брекчи» образуются тогда, когда дроблению подвергаются конкреции или конкрециды, залегающие среди песчаников (а не в темных алевросланцах, как «вороненые» конкреции). В отличие от последних состав «синей брекчий» обр. 1480 оказался кугнагоритовым, а не олигонитовым: рефлексы 3.71, 2.91, 2.69, 2.42, 2.03, 1.818 Å. По полуколичественным данным здесь отмечено накопление цинка (~400 г/т), подобно обр. 256 из района р. Брусьяха. В данном случае труднее указать вероятный концентратор цинка, поскольку сидеритовой фазы здесь нет.

**Фосфоритовые конкреции.** Из геохимического описания было видно, что в разрезе сланцевой зоны отмечается не менее четырех уровней фосфатности: силурийский, нижневизейский и два уровня в отложениях  $C_2—P_1^1$ . Намечается также фосфатный уровень в сероцветной толще  $P_1$ , но вполне возможно, что он синхроничен с уровнем  $C_{2-3}$  в черносланцевом типе разреза.

К сожалению, полноценного изучения силурийских фосфоритов до сих пор нет. Исследования А. С. Микляева (больше всех сделавшего для определения перспектив фосфатности силура) мало затронули вопрос о вещественном составе пластовых фосфоритов (и ограничились определением фосфата как фтор-апатита). Специальные литологические работы, поставленные в Институте геологии (Э. С. Щербаков, 1977 г.), были брошены в самом начале. Наконец, и работы аспирантки О. С. Мерц, занимавшейся геохимией силура, в отношении фосфоритов оказались малопродуктивными. Поэтому и по сей день наши данные о фосфатном веществе ограничены только фосфоритовыми конкрециями карбона; наибольшее исследование этих конкреций было проведено В. З. Блисковским<sup>14</sup> в 1979 г. на коллекции Я. Э. Юдовича [19].

Характерная форма конкреций — шаровая; по размерам их можно условно разделить на мелкие (2—3 см), средние (4—5 см) и крупные (от 6—7 до 10 см). Конкреции размещаются только в черносланцевых прослоях, иногда буквально переполняя их (до 20 шт. на 1 пог. м слоя), причем отчетливо льнут к подошве слоев, ближе к поверхности геохимического барьера между сланцевым и карбонатным слоями. Весьма характерным признаком является сульфидизация (кроме преобладающего пирита несомненно есть и сфалерит). В мелких конкрециях обычно пирит-

<sup>14</sup> Виктор Зунделевич Блисковский сделал себе имя как исследователь вещественного состава фосфоритов (например, [18]). Он скончался от рака легких в 1983 г. в возрасте всего 47 лет, в расцвете творческих сил, вскоре после блестящей защиты докторской диссертации.

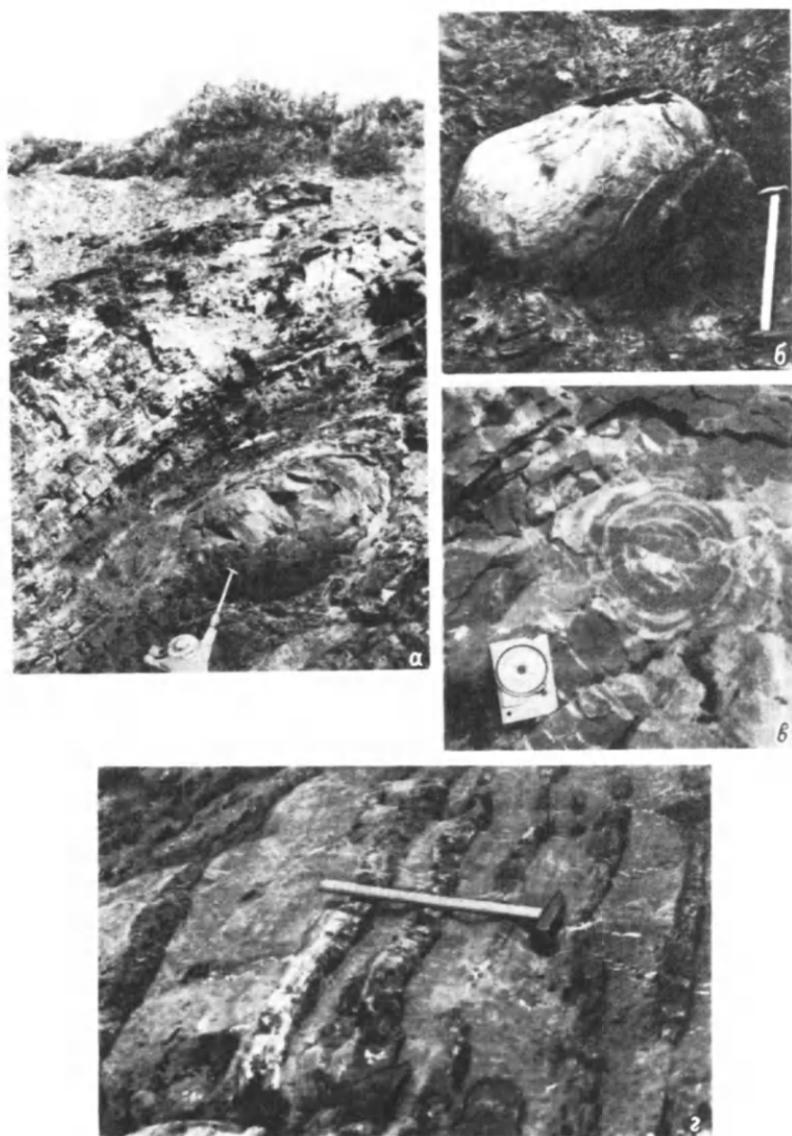


Рис. 38. Характерные формы конкреций.

*a* — мегаконкреция кремнистого доломита. Р. Силоваяха, левый берег, руч. Удачи. Геолог в накомарнике — редактор книги А. И. Елисеев, 1977 г. Нижняя пермь, ассельский(?) ярус, граница пачек  $S_{2-3}^{b}$  и  $S_{2-3}^c$  по А. С. Микляеву. *б* — мегаконкреция глинистого известняка с септарными прожилками. Р. Путью, левый берег. Верхний девон, франкий ярус. Кровля путьюской свиты ( $D_3^1$ , по А. С. Микляеву). *в* — концентрически-зональное окремнение детритовых известняков. Р. Кара, правый берег, около устья р. Патаркаяха. Нижний карбон, верхи визейского яруса. *г* — линзовидно-слоистые кремни в детритовых известняках. Р. Силоваяха, правый берег (руч. Варкашор). Нижний карбон, визейский ярус.

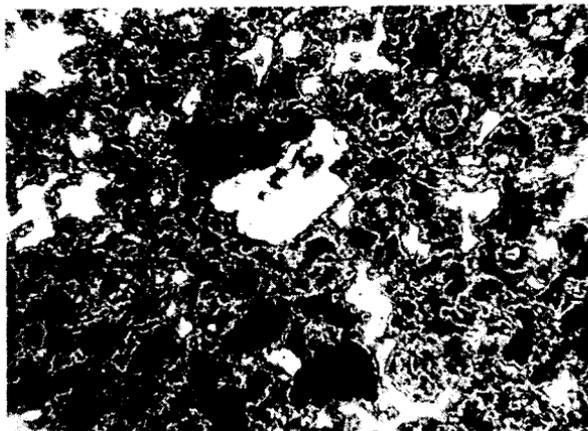


Рис. 39. Крустификационная микроструктура углеродистых кремнисто-фосфатных конкреций. Руч. Ромашкина, правый берег, обр. 206/1392,  $\times 50$ . Средний карбон, башкирский ярус.

тизирован наружный слой («кора»), а в крупных — ядро и «мантия». Это может указывать на некоторую одновременность роста тех и других: ядра крупных конкреций, возможно, начали формироваться до того, как стали расти мелкие конкреции. Почти во всех конкрециях под микроскопом видна реликтовая радиоляриевая микроструктура, но типовой является эффектная крустификационная микроструктура (рис. 39).

В табл. 43 приведены результаты неполных и фазовых химических анализов конкреций, выполненных В. З. Блисковским в ГИГХС (Гос. ин-те горно-химического сырья, г. Люберцы). Три анализа характеризуют фосфориты нижневизейские, 4 — из толщи  $S_{2-3}^a$  и 6 — из толщи  $S_{2-3}^c$ . Можно видеть, что содержание  $P_2O_5$  в конкрециях тем выше, чем меньше в них нерастворимого остатка, представленного здесь халцедоном, органическим веществом и сульфидами. Модальные содержания н. о. составляют 20—30 %. Конкреции более чистые (н. о.  $< 15\%$ ) или более кремнистые (н. о.  $> 40\%$ ) попадают гораздо реже, равно как и сильнокарбонатные конкреции, подобные пр. Ка52/902. Хотя данных для сравнения недостаточно, все же создается впечатление, что визейские фосфориты более чистые, чем среднекарбонатные.

Преобладающим компонентом фосфоритов является апатитоподобный трехкальциевый фосфат. Под микроскопом в проходящем свете его поля почти не прозрачны вследствие импрегнации тонкодисперсным карбонизованным органическим веществом. В этих полях в виде островков причудливой формы располагаются скопления тонкораскристаллизованного халцедона. Почти во всех шлифах можно видеть кальцит в виде малой примеси (кроме обр. 902). Путем нормативного пересчета можно показать, что остаток  $CO_2$ , не связанного в кальцит, весьма невелик. Поэтому фосфат квалифицируется как франколит с низкой степенью замещения  $PO_4^{3-}$  на  $CO_3^{2-}$ . Для более полной характеристики фосфата был выделен концентрат из пр. Ка52/908 путем центрифугирования в тяжелой жидкости. Фосфат сконцентрировался во фракции с уд. в.  $> 3.10 \text{ г/см}^3$ . Однако он оказался

## Химический состав фосфоритовых конкреций, мас. %

Номер пробы	Материал	Возраст	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	H. о.	CO <sub>2</sub>
Ка23/425	Увеличенная проба, Ø ~2—3 см	C <sub>1</sub> <sup>2-1</sup>	27.90	0.44	0.89	He опр.	1.10	19.06	2.86
Ка51/873	То же	»	30.65	0.29	0.38	43.68	1.50	20.33	1.39
Ка52/902	То же, Ø ~4—5 см	»	22.70	0.39	0.73	39.62	0.65	12.27	10.54
Ка37/614	То же	C <sub>2-3</sub> <sup>a</sup>	27.40	0.39	1.02	39.69	0.85	25.87	1.95
Ка38/633	Мелкие конкреции	»	26.10	0.74	1.40	38.07	0.50	26.93	1.08
Ка38/639	»	»	26.30	0.49	0.95	39.90	1.50	23.25	2.57
Ка52/908	Конкреции кремнисто-фосфатные	»	24.80	0.49	1.02	He опр.	He опр.	32.89	He опр.
Ка41/683a	Сборная проба из 20 средних конкреций	C <sub>2-3</sub> <sup>c</sup>	27.20	0.49	0.89	39.34	0.85	21.63	1.36
Ка52/917	Сборные пробы из 5 мелких конкреций, пиритизированные	»	25.20	3.21	0.64	33.95	0.50	22.29	1.27
Ка52/918	То же, из 3 мелких конкреций	»	26.50	2.91	0.89	36.40	0.25	16.34	2.08
Ка52/923	То же, из 9 »	»	25.30	3.21	0.26	35.53	0.15	22.30	0.90
Ка56/992	То же, из 16 кремнистых конкреций	»	18.10	0.29	0.57	He опр.	Сл.	47.56	2.75
Ка69/1257	Увеличенная проба	»	24.35	1.20	2.29	35.56	0.65	30.83	1.44

загрязнен органическим веществом и халцедоном, находящимися в тонкой смеси с фосфатом, а также примазками и чешуйками кальцита. От последнего удалось освободиться обработкой концентрата 15 %-ным раствором хлористого аммония, после чего фосфатный концентрат<sup>15</sup> показал следующий состав, мас. %:

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	35.0	MgO . . . . .	0.40	SO <sub>3</sub> . . . . .	1.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> обш . . . . .	0.75	Na <sub>2</sub> O . . . . .	0.49	H. о. . . . .	8.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.25	K <sub>2</sub> O . . . . .	0.06	F . . . . .	3.55
CaO . . . . .	48.62	CO <sub>2</sub> . . . . .	1.30		
				Сумма (без O=F) 98.37	

Таким образом, характерное отношение CO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> здесь равно 0.037, что укладывается в пределы для каратауских пластовых фосфоритов кембрийского возраста. Как показал в своих работах В. З. Блисковский, содержание в фосфоритах структурного карбоната есть функция не фациальных условий их формирования (как раньше считалось), а в первую очередь — степени их катагенеза. Чем сильнее преобразованы фосфатоносные толщи, тем меньше фосфатное вещество содержит изоморфной примеси CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> [18]. Заметим, что эта эмпирическая закономерность очень напоминает закономерность поведения «конституционных» минеральных примесей углей. Так называемая сорбционная зола углей (A<sub>сорб</sub>), в основном представленная кальцием, по мере угляного «метаморфизма» имеет четкую тенденцию к минерализации — кальций «сбрасывается» из органического вещества и формирует карбонатную минеральную форму [105, с. 150].

Из элементов-примесей для наших фосфоритов весьма характерны Ва — обычно на уровне 0.1—0.3 %, цинк (примерно в таких же концентрациях) и всегда его сопровождающий кадмий. Например, в образце крупной (10 × 10 см) конкреции Ка52/922 из пачки C<sub>2-3</sub> было определено химическим анализом 0.37 % ВаО и 0.3 % Zn, в такой же конкреции Ка52/925 — 0.4 % Zn, 0.01 % Cd и 0.01 % Ва. Анализ монофракции пирита крупной конкреции (обр. Ка52/926) показал 300 г/т Ni. Кроме того, фосфатное вещество конкреций сильно концентрирует уран и редкие земли. В частности, выполненный И. В. Козыревой нейтронно-активационный анализ визейского обр. Ка67/1191 показал высокие содержания р. з. э., г/т:

La . . . . .	134.3	Tb . . . . .	5.46	Sm . . . . .	41.50
Eu . . . . .	0.91	Nd . . . . .	33.06	Lu . . . . .	0.69
Ce . . . . .	198.4	Yb . . . . .	15.02		

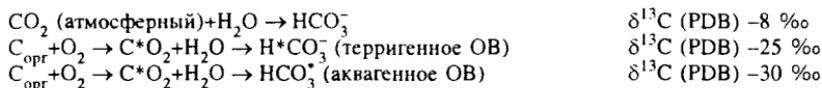
К сожалению, иттрий в этом анализе не определялся; по полуколичественным данным содержания Y достигают 200 г/т, что вполне согласуется с протекционно-определенными содержаниями иттербия.

Что касается F, то по крайней мере частично он входит в состав аутигенного флюорита, обнаруженного при исследовании фосфоритовых конкреций [43].

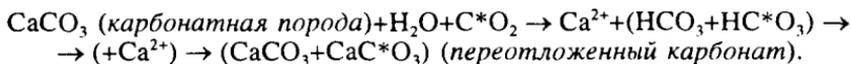
<sup>15</sup> Характерные физические свойства фосфата: средний показатель преломления — 1.622, a<sub>0</sub> = 9.36 Å, c<sub>0</sub> = 6.891 Å.

### 2.3. Изотопный состав карбонатного вещества

Известно, что изотопный состав осадочных карбонатов (изотопные отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) несет в себе информацию об условиях образования карбонатов [31]. Колебания величины  $\delta^{18}\text{O}$  по сравнению со стандартом морской воды SMOW могут указывать на колебания температуры и солёности воды, в которой кристаллизовался карбонат: пресные и горячие воды обеднены тяжёлым изотопом  $\delta^{18}\text{O}$ , а солёные и холодные — обогащены. Величина  $\delta^{13}\text{C}$  очень чутко отражает источник углерода: углерод морского бикарбонат-иона примерно на 17—22 ‰ тяжелее, чем углерод ( $\text{C}^*$ ) бикарбоната, образованного при окислении ОВ (обогатившийся лёгким изотопом при фотосинтезе):



По этой причине нормальные седиментогенные морские карбонаты имеют углерод более тяжёлый ( $\delta^{13}\text{C} \sim 0 \pm 2-3$  ‰ по сравнению с чикагским стандартом PDB), нежели карбонаты диагенетические, образующиеся за счёт  $\text{C}^*\text{O}_2$  в процессе микробиологической сульфат-редукции [30]. Однако в диагенезе может растворяться и вновь стягиваться в конкрециях седиментогенный карбонат:



Понятно, что углерод т а к о г о диагенетического карбоната по своему изотопному составу будет тяжелее чисто «биогенного»  $\text{CaC}^*\text{O}_3$ , но легче чисто «унаследованного»  $\text{CaCO}_3$ . Доля лёгкого углерода будет определяться интенсивностью диагенетического процесса и наличным количеством седиментогенного карбоната. На этом, в частности, основана наша типизация диагенеза углеродистых осадков: *доманиковский*, *баженовский*, *оксфордский* тип [124]. Реализация того или иного типа определялась: а) скоростью седиментации, б) количеством седиментогенного карбоната, в) количеством органического вещества, г) наличием или отсутствием сероводородного заражения наддонных вод.

Кроме этих двух экзогенных источников углерода карбонатов (атмосферный—гидросферный  $\text{CO}_2$  и диагенетический  $\text{C}^*\text{O}_2$ ) в палеозойский морской бассейн Пай-Хоя периодически мог поступать и эндогенный углерод в форме глубинной  $\text{CO}_2$ . Хотя считается, что в среднем мантийный  $\text{CO}_2$  лишь незначительно облегчен (-4.5 ‰, а по оценке А. А. Иевлева, ВНИГНИ, еще меньше — 2.5 ‰, см. [138, с. 976]), иногда эндогенный С также может быть сильно облегчен, о чем свидетельствуют данные изотопного состава алмазов и некоторых графитов. Причиной этого может быть генетическая связь эндогенного  $\text{CO}_2$  с метаном, для которого характерны, как известно, экстремально низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$ , например по цепочке реакций: 1)  $3\text{FeSiO}_3$  (пироксен) +  $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{O}_2 + \text{H}_2$  [124, с. 228], 2)  $2\text{H}_2 + \text{C} \rightarrow \text{CH}_4$ , 3)  $\text{CH}_4 + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ . Получившаяся в

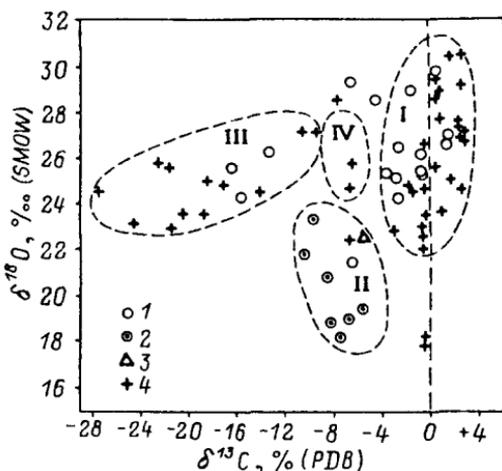


Рис. 40. Изотопный состав палеозойских карбонатных пород сланцевой зоны Пай-Хоя.

Сборные пробы: 1 — карбонатных пород, 2 — карбонатных конкреций и конкрециидов, 3 — черных кремнистых сланцев, 4 — индивидуальные пробы карбонатных пород, в основном нижнекарбонатовых. Генетические поля: I — нормальные морские карбонаты; II — карбонаты диагенетических цемента и конкреций; III — серпуховские карбонаты, обогащенные эндогенным углеродом; IV — составы, промежуточные между I и III.

последней реакции эндогенная  $\text{CO}_2$  может унаследовать от метана легкий изотопный состав углерода.<sup>16</sup>

Нами исследование изотопного состава карбонатов пайхойских черносланцевых толщ проводилось в разное время на трех разных коллекциях и в двух лабораториях: в Институте геологии (аналитик Н. В. Суханов) и в ГИН АН СССР (аналитик В. Н. Кулешов). Первая и вторая коллекции представляли собой совокупность 25 сборных проб (составленных из 135 частных) и 41 частной пробы. Сборные пробы охватывали весь разрез от силура до нижней перми (материалы Я. Э. Юдовича), а частные — преимущественно характеризовали отложения  $\text{C}_1$  (образцы А. А. Беляева и Г. Ф. Семенова). Третья коллекция была специально подобрана А. А. Беляевым для характеристики Мп-карбонатов на нескольких стратиграфических уровнях [9, 141].

Совокупность изотопных составов карбонатов первой коллекции (табл. 44 — только сборные пробы) образует хорошо обособленные поля (рис. 40), которым можно дать вполне убедительную генетическую интерпретацию.

Поле I характеризуется значениями  $\delta^{13}\text{C}$  или очень близкими к чикагскому стандарту PDB, или отличающимися от него на величину, не превышающую  $\pm 3-4\%$ . Согласно Э. М. Галимову [30], среднее значение  $\delta^{13}\text{C} + 1.4\%$  характерно для осадочных морских карбонатов окисли-

<sup>16</sup> Метан может выделяться и в диагенезе, в строго анаэробных условиях после прекращения сульфат-редукции. Индикаторами такого (диагенетического) метанообразования могут быть карбонаты с контрастным изотопным составом: как с экстремально тяжелым (за счет остаточного  $\text{CO}_2$ , не восстановленного до метана), так и с экстремально легким [124, с. 214—215].

Изотопный состав углерода и кислорода (в ‰) и химический состав (в %, 1.89%-ная HCl-вытяжка) карбонатного вещества в палеозойских отложениях Пай-Хоя, по сборным пробам

Номер пробы	Материал	Возраст	n	$\delta^{13}\text{C}$ , PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , SMOW	Н. о.	CO <sub>2</sub>	CaO	MnO	MgO	FeO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
17А	Сланцы углеродистые с примесью карбоната	S	4	-5.4	22.5	64.00	12.50		He опр.			1.75
13Ш	Черные конкрециодные известняки	»	3	-8.8	20.7	He опр.	35.77		То же			
13Ж	Конкреции шамозит-пирит-кальцит-кремнистые	D <sub>2</sub>	6	-6.6	19.0	58.24	11.25	13.71	0.27	0.53	2.83	0.22
9В	Кремнисто-карбонатные породы	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	7	-0.7	24.3	41.70	24.50	30.23	0.52	0.45	0.56	0.01
10Б	Известняки доломитовые	C <sub>1</sub>	17	+1.7	27.1	13.02	39.27	40.71	0.04	5.70	0.10	Сл.
10Е	» обломочные	»	3	+1.6	26.6	5.16	41.82	50.83	0.07	0.78	0.09	»
10П	» кремнистые, слабодоломитовые	»	3	+0.7	29.8	20.98	33.50	41.36	0.15	1.43	0.40	0.12
10Э	» кремнистые, доломитовые	»	8	-1.5	29.0	24.96	32.30	32.52	0.04	5.15	0.22	0.04
10Р	» кремнистые	»	3	-2.4	26.5	25.50	30.60	30.87	0.10	0.50	0.33	0.12
15А	Кремни известковые	»	12	-2.9	25.1	He опр.	4.80		He опр.			
10А	Известняки слабокремнистые	»	3	-4.4	28.7	28.70	38.00	47.51	0.07	0.39	0.16	Сл.
10Ц	» сильнокремнистые	»	3	-6.4	29.3	46.68	19.50	24.91	0.05	0.44	0.49	0.14
13М	Конкреции карбонатные	»	3	-10.5	21.8	4.98	41.00	51.21	0.10	1.17	0.27	0.25
10У	Слоистые доломитовые известняки	C <sub>1</sub> сегр	5	-0.4	26.3	4.98	42.00	44.72	0.05	5.95	0.09	—
10Ш	» сильнодоломитовые известняки	»	6	-3.4	25.2	4.20	43.15	42.68	0.05	7.93	0.07	0.03
10Н	Известняки пятнистые, доломитовые	»	5	-6.4	21.4	1.40	43.50	47.95	0.03	4.84	0.04	—
10Т	» белые мраморовидные	»	9	-13.2	26.7	7.10	40.00	50.22	0.04	0.24	0.06	—
10С	» доломитовые глазковые	»	9	-15.8	24.2	10.00	40.00	42.80	0.03	5.06	0.06	—
10Х	» полосатые доломитовые	»	6	-16.2	25.5	10.94	39.90	40.24	0.06	5.82	0.04	Сл.
11А	» слабодоломитовые	C <sub>2</sub>	3	-0.2	25.4	6.16	41.00	48.37	0.41	1.84	0.14	0.04
11В	» кремнистые слабодоломитовые	»	6	-2.3	24.0	30.20	28.50	31.73	1.40	1.89	1.47	0.04
13Р	Конкреции карбонатно-кремнистые	»	5	-9.4	23.3	60.32	14.00	15.55	0.40	2.18	2.11	0.70
12Б	Конкрециодные кремнистые карбонаты	C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	2	-5.4	19.3	44.66	19.00	19.51	0.50	3.34	2.41	0.44
12В	То же	»	2	-7.2	18.1	43.40	21.50	22.80	0.50	2.60	2.36	0.23
13Ч	» »	»	2	-8.2	18.8	51.56	18.00	20.62	0.66	1.75	1.75	3.00

тельных обстановок. Попадание значительного числа точек в область отрицательных значений  $\delta^{13}\text{C}$  можно объяснить ассоциацией карбонатов с черными сланцами. Мощные процессы диагенеза богатых органическим веществом черносланцевых осадков генерировали изотопно-легкую  $\text{CO}_2$ ; поровые воды, обогащенные изотопно-легким  $\text{HCO}_3^-$ , могли отжиматься в соседние карбонатные пласты и обусловить обогащение их изотопом  $^{12}\text{C}$ . Поскольку биогенный кремнезем способен к сильным диагенетическим миграциям (например, см. [32, 33]), количество кремнистого н. о. в какой-то мере отражает интенсивность диагенетического процесса. Действительно, пробы 10А, Р, 15А с высоким содержанием н. о. выделяются и пониженными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ . Труднее объяснить вариации состава кислорода в пределах 22—30%. Их нельзя отнести на счет температуры, в которой формировались карбонаты, так как, согласно известному уравнению С. Эпштейна и сотр. [23, с. 80], изменение  $\delta^{18}\text{O}$  на 8‰ отводило бы разнице температур, превышающей 30°. Это явно неправдоподобно применительно к палеозойскому морскому бассейну Пай-Хоя. Вероятно, что колебания  $\delta^{18}\text{O}$  связаны с колебаниями солёности. Если пользоваться моделью разбавления морской воды пресными (но не талыми) водами, то изменение  $\delta^{18}\text{O}$  на 1‰ эквивалентно изменению солёности на 1.5—2.0 ‰ [23, с. 87]. В целом же поле I может интерпретироваться как область нормальных морских карбонатов, причем не удастся заметить какой-либо связи изотопного состава карбонатов с их геологическим возрастом.

Поле II отвечает конкреционным карбонатам. Сюда попадают как типичные конкреции, так и конкрецииды. Закономерно, что в это поле попадает и рассеянный карбонат из черных кремнистых сланцев (пр. 17А), так как он испытал воздействие диагенетической  $\text{CO}_2$ , генерированной органическим веществом сланцев. Конкреционное поле отличается легким составом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от -4 до -10‰) и заметно облегченным составом кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  18—24‰). Если первое объясняется влиянием органогенной  $\text{CO}_2$ , обогащенной  $^{12}\text{C}$ , то второе истолковать труднее. Средний сдвиг по  $\delta^{18}\text{O}$  между полями I и II составляет около 5‰, что в терминах температуры отвечало бы формированию конкреционных карбонатов в водах, подогретых более чем на 20° по сравнению с морской водой. Ввиду явной сомнительности такого толкования сдвиг  $\delta^{18}\text{O}$  и здесь, видимо, обусловлен изменением солёности — понижением минерализации поровых вод в диагенезе. Поскольку механизм этого неясен (редукция сульфата? Поглощение из раствора  $\text{Mg}^{2+}$ ), данное толкование открыто для критики.

Поле III отличается уникально низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , достигающими -27‰. По кислороду составы этих карбонатов мало отличаются от нормально-морских, хотя и выглядят несколько облегченными ( $\delta^{18}\text{O}$  23—27‰). В это поле попадают только карбонатные породы серпуховского яруса. Среди них имеются такие необычные для черносланцевого разреза разновидности, как белые сахаровидные (или мраморовидные), полосатые черно-белые, глазковые. В последних белые глазки кристаллического кальцита размером от долей до 5—10 см располагаются в темной цементирующей массе доломита или доломитового известняка. Иногда можно видеть постепенные переходы от глазковых пород к белым мрамор-

ровидным через промежуточные разности, в которых количество глазков значительно превышает количество темного цемента. Литологические особенности серпуховских пород свидетельствуют в пользу их хомогенной природы, чем они и отличаются от большинства явно биогенных палеозойских карбонатов Пай-Хоя. Выше (см. раздел 1.6) говорилось, что примечательной особенностью геохимии серпуховских карбонатов является обогащение их стронцием и барием со средними содержаниями около 0.25 и 0.10 % соответственно и аномалиями, достигающими 2 % [108, с. 202]. В кровле пачки серпуховских карбонатов залегают тела пластовых баритов; по мнению Г. Ф. Семенова и А. А. Беляева [82], по простиранию бариты замещаются белыми мраморовидными известняками, что объясняется генетической связью тех и других пород. Специфика литологии и геохимии серпуховских карбонатов дала основание для допущения об участии в их формировании эндогенного вещества [137, с. 129—130]. Г. Ф. Семенов и А. А. Беляев уверенно высказались в пользу эксгальтативно-осадочного генезиса серпуховских карбонатов и связанных с ними пластовых баритов [72], опираясь в числе прочего и на изотопные данные [12]. Как видим, необычно высокая концентрация в серпуховских карбонатах изотопа  $^{12}\text{C}$  хорошо согласуется с такой трактовкой [31]. Замечательной особенностью глазковых разновидностей является их изотопная гетерогенность: глазки гораздо сильнее обогащены изотопом  $^{12}\text{C}$ , чем вмещающая их масса. По анализам коллекции Г. Ф. Семенова и А. А. Беляева, разница между величинами  $\delta^{13}\text{C}$  у кальцитовых глазков и вмещающей их породе может достигать 16‰! Кроме того, состав углерода и самих глазков не остается постоянным и колеблется от -18 до -22‰. Поэтому определения  $\delta^{13}\text{C}$ , выполненные по валовым пробам глазковых пород, могут давать значительные колебания, обусловленные как содержанием кальцитового материала глазков, так и составом последнего.

Поле IV занимает область составов, промежуточных между I и III, и, как правильно отмечалось в [12], по-видимому, отвечает нормально-морским карбонатам с примесью изотопно-легкого эндогенного углерода. Некоторые составы на рис. 40 не попадают в пределы выделенных полей (например, пр. 10Ц), что может означать влияние иных, не учтенных нами факторов.

Третья коллекция, собранная А. А. Беляевым, представляет Мп-носные карбонаты трех стратиграфических уровней:  $D_2$ ,  $D_3^2-C_1^1$  и  $C_2-P_1^1$ . Кроме того, проанализированы один образец фосфорита  $C_{2-3}$  и некоторые карбонаты эпигенетической природы.

1. Конкреционные Мп-карбонаты  $D_2$  были подробно охарактеризованы в предыдущем разделе 2.2. Проанализировано 14 образцов, из которых 7 представляют собой конкреции поперечником 0.1—0.2 м, 3 более крупные — 0.1—0.3 м (обр. 15/78-2, 3, 4) и 2 — конкрецииды (15/77-5, 6). Кроме того, для сравнения сделан анализ вмещающей породы — черного углеродистого радиолярита (обр. 15/75).

2. Конкреционные и седиментационные Мп-карбонаты  $D_3^2-C_1^1$  включают 4 образца с амфиболом или без него (обр. 49/326, 327, 180/1092, 1096) и 7 известняков. В числе последних — характерные для пачки яшмоидов белые мраморовидные кремнистые известняки

(обр. 104/396, 402) и более разнообразные мелко- и комковато-детритовые и микрозернистые серые известняки (обр. 27/128, 29/145, 104/393, 180/1086, 1089).

3. Седиментационные и конкреционные Mn-карбонаты  $C_2-P_1$  — изотопному анализу подвергнуто 11 образцов. В этой выборке — пластовые известняки и доломитовые известняки (обр. 141/807, 150/898), мега-конкреции Mn-доломитов (141/813, 889, 150/201), карбонатно-кремнистые сланцы (141/808, 887, 885) и один образец углеродистого фосфорита (обр. 150/902).

4. Эпигенетические карбонаты — пестрая выборка, в которую входят сильно выщелоченные и выветренные известняки, а также яшмоиды (обр. 18/54а, 27/1273), покрытые темно-бурыми корками, карбонат из кварц-карбонатной жилы в падейских песчаниках (53/367, 369, 370), карбонатная жила в зоне послыйного срыва в отложениях  $C_1^2$  (обр. 209/1470) и, наконец, поздние карбонаты в рассланцованных мандельштейнах мадагавожского комплекса фамен-турнейского возраста (обр. 220/1492а, 1501).

Судя по данным табл. 45, три возрастные группы Mn-карбонатов образуют в координатах  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  самостоятельные поля с незначительным перекрытием (рис. 41).

Mn-карбонаты  $C_2-P_1$  характеризуются величинами изотопного состава  $C_{карб}$  от  $-12.1$  до  $-4.8\%$ , а  $O_{карб}$  — от  $+22.3$  до  $+26.1\%$  (поле III на рис. 41); Mn-карбонаты  $D_3fm-C_1t$  — от  $-4.8$  до  $+0.8\%$  и от  $+23.1$  до  $+27.5\%$  соответственно (поле II) и Mn-карбонаты  $D_2$  — от  $-9.7$  до  $-4.4\%$  и от  $+18.4$  до  $+27.8\%$  соответственно (поле I).

Из этих данных видно, что изотопные характеристики марганценосных карбонатов Пай-Хоя в целом близки к таковым для карбонатных марганцевых руд известных месторождений Юга СНГ (Никопольское, Чиатурское, Мангышлакское). Однако имеются и некоторые отличия изотопного состава руд, по-видимому обусловленные генетическими причинами.

Как известно, карбонатные марганцевые руды крупнейших месторождений Юга СНГ олигоценового возраста обогащены легким изотопом  $^{12}C$  по сравнению с нормально-осадочными морскими карбонатами. Так, в никопольских рудах величины  $\delta^{13}C_{карб}$  варьируют от  $-24.6$  до  $-4.9\%$ , в чиатурских (м-ние Дарквети) — от  $-25.7$  до  $-7.1\%$ , в мангышлакских — от  $-32.9$  до  $-4.7\%$  [9]. Эти изотопные данные свидетельствуют о том, что концентрация рудного вещества происходила на стадии диагенеза при активном участии органического вещества.

Мы видим, что каменноугольно-пермские и среднедевонские Mn-карбонаты имеют похожие изотопные характеристики. Поэтому можно думать, что и природа их существенно диагенетическая. Однако фамен-турнейские Mn-карбонаты имеют изотопные характеристики такие же, как в нормальных седиментационных карбонатах. Следовательно, эти образования, скорее всего, седиментационные.

В секущих карбонат-кварцевых жилах величина  $\delta^{13}C_{карб}$  меняется в пределах от  $-10.8$  до  $-5.3\%$  (3 образца) и соответствует в целом Mn-содержащим карбонатам  $C_2-P_1$ - и  $D_2$ -возрастов. Рассеянный карбонат миндалекаменных базальтов ( $\delta^{13}C_{карб} = -1.9, -0.3$ ) и гипергенно измененного яшмоида ( $\delta^{13}C_{карб} = +1.9\%$ ) содержит углерод, близкий по

Изотопный и химический состав марганцовистых карбонатов

Номер п/п	Номер образца	Н. о.	CO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	δ <sup>13</sup> C ‰ (PDB)	δ <sup>18</sup> O ‰ (SMOW)
Седиментационные и конкреционные Mn-карбонаты C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>										
1	141/807	43.18	23.78	26.92	1.49	1.26	1.44	0.55	-4.8	23.1
2	141/808*		3.36	2.37	2.17	1.88	3.52	0.94	-6.8	22.3
3	141/813	5.44	43.47	29.75	17.39	1.91	1.36	0.25	-8.6	24.7
4	150/877	64.10	14.10	14.39	1.50	1.60	0.63		-7.0	23.9
5	150/885*		10.40	7.98	3.33	2.70	4.31	0.93	-7.0	23.1
6	150/887*		28.60	21.56	7.61	4.88	3.30	4.52	-3.2	22.9
7	150/889	29.74	26.86	20.47	2.77	5.08	5.23	0.57	-8.0	24.2
8	150/898	4.52	40.58	29.47	16.06	2.11	1.52	0.15	-11.3	26.1
9	150/900	6.04	39.65	28.35	16.01	1.86	1.25	0.32	-11.7	25.5
10	150/901	7.56	38.53	27.79	14.48	1.84	2.61	0.41	-9.4	23.1
11	150/902	24.86	3.54	34.51	1.33	0.16	1.02	(0.04)	-12.1	25.3
Седиментационные и конкреционные Mn-карбонаты D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub>										
12	27/128	22.36	33.53	30.22	5.14	5.84	1.55		-1.8	27.5
13	29/145	11.90	37.55	39.93	2.30	5.47	0.09		-0.4	26.5
14	49/326	85.28	4.73	0.73	0.99	3.51	0.29	4.91	-4.8	24.4
15	49/327*		8.45	6.75	1.21	4.70	6.78	2.22	-4.4	23.1
16	104/393	9.84	36.83	32.15	2.98	12.92	1.95	1.12	-2.4	25.6
17	104/396		29.83	28.39	1.81	8.76	1.54	0.99	+0.3	26.3
									0.0	26.4
18	104/402	15.48	36.83	40.68	0.94	5.24	0.19	0.07	-0.5	25.5
19	180/1086	8.24	37.75	29.18	5.67	16.24			-0.7	24.3
20	180/1089	48.14	21.03	17.71	2.65	6.08			-0.7	25.1
									-0.4	25.9
21	180/1092	35.26	27.50	28.09	1.50	6.56			-0.8	25.0
22	180/1096	50.02	19.22	14.45	2.18	7.70	0.06		-0.3	23.1
									-0.5	23.7
23	180/1097*		18.36	16.91	2.93	5.18	4.30		+0.2	24.2
									+0.8	25.5
Конкреционные Mn-карбонаты D <sub>2</sub>										
24	15/75	66.84	0.41	0.74	—	0.04	0.50	0.05	-7.1	19.7
25	15/75-2	21.44	29.55	31.75	0.71	8.50	3.52	0.51	-9.7	22.8
26	15/75-3	41.34	22.48	24.12	1.06	5.30	1.87	0.41	-8.3	19.5

Таблица 45 (продолжение)

Номер п/п	Номер образца	Н. о.	CO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	δ <sup>13</sup> C ‰ (PDB)	δ <sup>18</sup> C ‰ (SMOW)
<b>Конкреционные Мп-карбонаты D<sub>2</sub></b>										
27	15/75-4	19.16	29.88	28.79	1.42	11.30	2.95	1.41	-8.4	21.1
28	15/75-5	36.82	24.70	18.46	1.59	15.20	1.80	0.05	-5.7	22.7
29	15/75-6	47.86	17.25	16.24	2.83	4.70	2.73	2.02	-6.6	19.8
30	15/75-7	55.94	14.43	14.52	1.77	3.10	2.59	1.33	-6.8	19.9
31	15/75-8	35.42	24.90	25.59	1.42	6.00	1.58	1.40	-6.8	19.8
32	15/77-1	27.96	25.12	21.27	1.96	11.40	2.59	4.57	-5.6	24.1
									-5.1	27.8
33	15/77-5	37.92	19.59	16.82	2.49	6.90	1.58	7.25	-5.4	23.6
34	15/77-6	68.24	9.28	9.15	0.71	3.30	0.93	3.02	-4.4	18.4
35	15/78-2	24.64	23.93	14.84	1.78	18.70	3.88	5.79	-7.3	24.7
36	15/78-3	19.48	20.35	6.18	2.31	19.40	10.78	12.07	-7.4	21.7
									-8.9	25.3
37	15/78-4	25.72	23.22	13.84	2.13	18.20	2.44	6.57	-5.4	24.8
<b>Эпигенетические карбонаты</b>										
38	18/54a	27.18	24.60	2.33	—	16.40	24.31	1.10	-4.2	17.4
39	53/367	93.76	2.50	2.83	He обн.	0.01	0.37	0.07	-5.8	28.3
40	53/369	20.74	32.30	41.49	0.68	0.09	1.02	(0.03)	-5.3	20.3
41	53/370	1.12	39.85	53.11	(0.31)	0.04	He обн.	0.09	-10.4	15.2
42	27/1273	25.90	30.95	20.47	8.74	8.24	0.03	3.66	+1.9	20.8
43	209/1470	0.46	43.91	55.48	0.78	0.02	0.03	—	+0.2	25.5
44	220/1492a	44.90	22.70	25.87	0.78	0.03	1.98	—	-0.3	22.8
45	220/1501	30.58	30.23	36.34	0.83	0.11	0.78	0.16	-1.9	22.3

Примечание. Звездочкой отмечены данные силикатных анализов. Образцы: 1 — известняк кремнисто-слюдистый сланцеватый, 0,3 м; 2 — сланец карбонатно-кремнистый, 0,1 м; 3 — доломит слабокремнистый, мегаконкреция; 4 — силицит известняковый с пиритом, 0,1—0,2 м; 5 — сланец карбонатно-кремнистый, 3,3 м; 6 — известняк доломитовый спонгиозно-радиоляриевый, конкреция; 7 — известняк кремнистый, конкреция; 8 — известняк доломитовый, 1,0—1,5 м; 9, 10 — доломит кремнистый, мегаконкреция; 11 — фосфорит углеродисто-кремнистый; 12 — известняк серый комковато-детритовый, 1,8 м; 13 — известняк серый мелкодетритовый, 0,4 м; 14 — силицит железистый с амфиболом, 0,15 м; 15 — силицит железистый известковый, 2,0 м; 16 — известняк слаболинистый, 0,1 м; 17 — известняк кремнистый светло-серый, 0,05—0,1 м; 18 — известняк белый, кремнистый, 0,3—0,5 м; 19 — известняк комковато-детритовый, 0,7 м; 20 — известняк микрозернистый, слоистый, 0,8 м; 21 — силицит известковый железистый, 1,9 м; 22 — сланец карбонатно-кремнистый с амфиболом, 0,25 м; 23 — сланец карбонатно-кремнистый с амфиболом, 0,35 м; 24 — радиолярит углеродистый, вмещающий конкреционный горизонт, 5,5—6,0 м; 25—31 — карбонатные железисто-марганцевые конкреции диаметром до 0,1—0,2 м; 32—34 — карбонатные железисто-марганцевые конкреционные линзы; 35—37 — карбонатные железисто-марганцевые округлые конкреции диаметром до 0,1—0,3 м; 38 — выщелоченная кремнисто-карбонатная темно-бурая порода, обломок в милоците; 39—41 — кварц-карбонатная жила в песчаниках D<sub>2</sub>; 42 — выщелоченная кремнисто-карбонатная черно-бурая порода; 43 — карбонатная жила с тектонической штриховкой в зоне послодойной срыва, C<sub>1v</sub>; 44—45 — расланцованный мидальскаменский базальт, D<sub>3f</sub>—C<sub>1t</sub>.

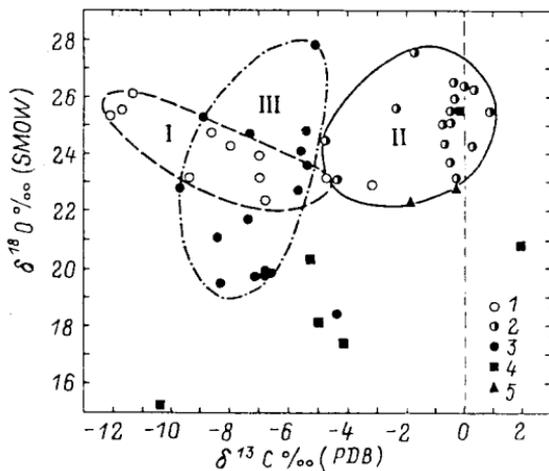


Рис. 41. Изотопный состав карбонатных марганцевых руд, марганцевистых карбонатов (поля I—III) и эпигенетического кальцита сланцевой зоны Пай-Хоя.

1 — конкреционные руды D<sub>2ef</sub>—gv; 2 — седиментационные и конкреционные руды D<sub>3fm</sub>—C<sub>1t</sub>; 3 — седиментационные и конкреционные руды C<sub>2-3</sub>—P<sub>1ag1</sub>(?); 4 — эпигенетический кальцит кварц-карбонатных и карбонатных жил, гипергенный(?) карбонат измененных пород; 5 — карбонатизированные мандельштейны мадагавожского комплекса D<sub>3fm</sub>.

изотопному составу к морским осадочным карбонатам. Можно думать, что часть жильных карбонатов сформировалась путем переотложения седиментогенных карбонатов.

Изотопный состав кислорода неизмененных руд крупных месторождений Юга бывшего СССР варьирует в узких пределах (28—30‰). Мп-карбонаты Пай-Хоя характеризуются более низкими величинами  $\delta^{18}\text{O}$ , преимущественно в пределах 22—26, вплоть до 18,4‰. При этом девонские руды в целом характеризуются более сильной дисперсией величин  $\delta^{18}\text{O}$ . Мы считаем, что эти особенности изотопного состава кислорода указывают на его изменение (вынос  $^{18}\text{O}$ ?) в процессе катагенеза. Пониженные значения величины  $\delta^{18}\text{O}$  могут интерпретироваться как свидетельство повышенной температуры (40—70 °C) минералообразования, что лучше согласуется с катагенезом, нежели с диагенезом или седиментогенезом. Другое, теоретически возможное толкование — опреснение палеозойского бассейна. Однако, на наш взгляд, это маловероятно. Наконец, облегчение карбонатного кислорода может быть связано и с воздействием метеорных вод, имеющих значения  $\delta^{18}\text{O}$  5—10‰. В этом случае нет необходимости обращаться к повышенным температурам минералообразования или к опреснению бассейна. Однако в пользу такого генезиса Мп-руд нет никаких геологических данных. Жильное карбонатное вещество в целом обогащено легким изотопом  $^{16}\text{O}$ , в то время как карбонат гипергенно измененного яшмоида и рассеянный карбонат миндалекаменных базальтов в целом не отличаются от рудных стяжений.

Итак, «обзорное» изотопное исследование карбонатов черносланцевого палеозоя позволяет надежно различить среди них: а) нормально-осадочные, б) диагенетические и седиментационно-диагенетические, в) экс-

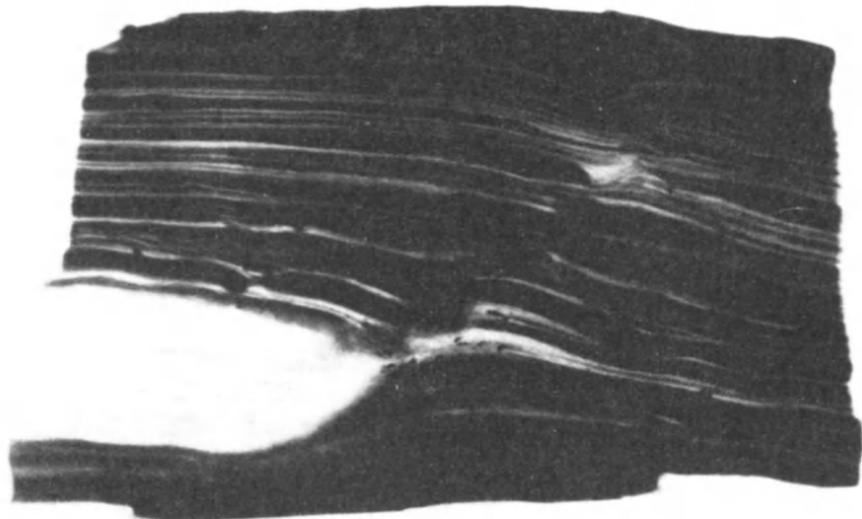


Рис. 42. Линзовидно-слоистая текстура железисто-марганцовистых силицитов. В наиболее темных прослоях содержание  $MnO$  составляет 10—16%. Обр. 180/1082, рентгенографический позитивный снимок с пластинки толщиной 7 мм. Р. Хейга, верхний девон, фаменский ярус.

галятивно-осадочные. Последнее очень важно для более надежного геохимического прогнозирования сингенетичного гидротермально-осадочного оруденения.

Более «прицельное» изучение специальной выборки Мп-карбонатов показывает, что разновозрастные группы их довольно четко индивидуализированы по изотопным характеристикам. Падейские марганценозные конкреции, ассоциирующие с радиоляритами, по своим изотопным характеристикам вполне отвечают глубоководным диагенетическим конкрециям. Марганценозные карбонаты толщи  $C_2—P_1^1$  отличаются от падейских большей дисперсией величины  $\delta^{18}O$  и в целом более легким изотопным составом  $S_{карб}$ . Это тоже диагенетические глубоководные образования. Их ассоциация с карбонатами предположительно турбидитовой природы показывает, что нормальный диагенез мог периодически сильно осложняться. Наконец, Мп-карбонаты  $D_3—C_1^1$  по изотопному составу углерода находятся в области значений, отвечающих карбонатам нормального морского генезиса, что подтверждается и их морфологией. Тонкая ритмичная слоистость, резкие границы слоев (рис. 42), их выдержанность по простиранию характерны только для осадочных образований. Протяженные линзовидные слои не имеют четко выраженных границ, чем существенно отличаются от среднедевонских конкрециидов. Редкие мелкие конкреции (рис. 43) марганцовистых карбонатов несколько обогащены изотопом  $^{12}C$ . Минералогический состав пород и руд разнообразен, как и в среднем девоне. Парагенез этих марганцовистых карбонатов с яшмовидными силицитами, метатUFFитами, геохимические и палеоэкологические особенности этой толщи [4] позволяют нам обосновать их гидротермаль-



Рис. 43. Мелкие конкреции преимущественно кунгагритового состава в слюисто-известково-кремнистых сланцах. Поверхность конкреций покрыта черной пленкой оксидов марганца. Река Силоваяха, правый берег, 0,8 км выше устья руч. Заячий. Верхний девон, фаменский ярус.

но-осадочную природу и сравнить с дистальными шлейфами современных океанических гидротермально-осадочных систем океанических хребтов. В связи с этим еще раз обратим внимание на сходство изотопного состава карбонатов миндалекаменных карбонатизированных базальтов мадагавожского комплекса с одновозрастными верхнедевонскими карбонатно-кремнистыми осадочными образованиями.

## 2.4. Особенности геохимии и минералогии эпигенеза черных сланцев

### 2.4.1. Измененные черные сланцы

В средней и верхней толеровых формациях, а отчасти и во фтанитовой формации встречаются весьма своеобразные пористые породы, по внешнему виду больше всего напоминающие кокс или шлак. В поле без труда удастся выделить две их главные разновидности по текстуре — мелкопористые (коксоподобные) и крупнопористые (шлакоподобные), а по прочности — плотные и рыхлые (сыпучие). Можно почти не сомневаться в том, что сыпучие пористые породы не первичны и суть не что иное, как продукт сравнительно недавнего гипергенного изменения плотных пористых пород.

Как правило, вмещающими породами для пористых являются кремнистые, углисто-кремнистые, углисто-кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты (т. е. массивные темные силициты); значительно реже отмечались пористые породы в известняках.

Пористые породы отличаются черным цветом, малым весом и часто (особенно их измененные рыхлые разновидности) пачкают руки, ибо в них

сильно повышено содержание углистого вещества. В обнажениях их черная окраска нередко усилена за счет повышенной влажности, ибо они являются водоносными горизонтами. Это хорошо видно в тех случаях, когда верх обнажения прикрыт тающим снежником. Прямые определения открытой пористости пород и объемного веса, выполненные Л. А. Юшкиной, достигают значений 43 % и 1.25 г/см<sup>3</sup> соответственно при типичных значениях для вмещающих пород на уровне 1—2 % и 2.60—2.70 г/см<sup>3</sup> соответственно. Большинство пористых пород имеет открытую пористость в пределах 10—20 %, гипергенно измененные — соответственно на 5—10 % выше.

Пористые породы, в особенности их шлакоподобные крупнопористые разновидности, обратили на себя внимание геологов, производивших на Пай-Хое региональные стратиграфические исследования (А. К. Крылова, В. А. Чермных) и геологическую съемку в м-бе 1 : 50 000 (А. С. Микляев, М. А. Маслов). А. К. Крылова [52] осторожно и правильно назвала их «рыхлыми углеподобными сланцами». В дальнейшем В. А. Чермных и В. А. Буканова [97] приняли их за вулканогенные породы и даже выделили два типа таких пород: «лавовые брекчии» и «шлакоподобные пузыристые лавы». Приводимые ими микроскопические описания, где фигурируют «вулканическое стекло», «удлиненно-таблитчатые кристаллы полевого шпата» и т. п., не имеют ничего общего с действительностью. На самом деле в шлифах пористых пород невозможно различить ничего, кроме кварца, углистого вещества и обилия пор разных размеров. Авторы не потрудились выполнить ни одного химического анализа пористых пород, что сразу убедило бы их в полной ошибочности диагноза. Химические анализы показали бы невероятное для любых вулканитов содержание кремнезема, превышающее 80—90 %, практическое отсутствие щелочей и пр.

Итак, вывод о том, что пористые породы не являются эффузивами, а суть углисто-кремнистые сланцы (который легко сделать при сколько-нибудь внимательном изучении их), напрашивается; он и был сделан геологами-съемщиками М. А. Масловым и А. С. Микляевым (1970 г.). Однако загадка пористых пород этим не решается; это, конечно, не эффузивы, но что же? Как возникли эти, столь своеобразные кремнистые породы, чему обязана их высокая пористость?

Для того чтобы ответить на этот вопрос, необходимо возможно более тщательно проследить взаимоотношения пористых пород с вмещающими породами, выяснить, не контролируется ли их размещение стратиграфическим или тектоническим фактором, а также установить, не несут ли они каких-либо характерных геохимических особенностей. Для удобства дальнейшего изложения приведем без особых пояснений (они будут даны в ходе изложения) три основных термина, которыми удобно пользоваться при описании пористых и сопровождающих их пород.

1. *ТБ — тектоническая брекчия*. Это сильно раздробленные, как правило, кремнистые породы, разбитые частой сеткой трещин на отдельные обломки размером от первых до десятков сантиметров. Обломки не перемещены или почти не перемещены. Цемент между обломками нет или очень мало; цементом служит та же, но более раздробленная порода, либо же ОПП (см. ниже).

2. *ОПП* — *облегченная пористая порода*. Этим термином мы обозначаем все типы пористых пород, о которых говорилось в начале этого раздела.

3. *МТБ* — *минерализованная тектоническая брекчия*. Это охристые образования с обилием жильного кварцевого материала, скрепляющие обломки тектонической брекчии. Характерной особенностью почти всех МТБ является их жилородный, обычно шнуровидный габитус. Если ТБ образуют линзы, клинья и блоки, ОПП — линзы и пласты, реже клинья, то для МТБ характерна именно шнуровидная форма, причем почти без единого исключения они окаймляют зоны ОПП по периферии.

При дальнейшем описании ОПП и связанных с ними пород мы разделим материал по двум признакам: по возрасту вмещающих пород и по предполагаемому субстрату ОПП. Понятие о субстрате является совершенно естественным, ибо не вызывает сомнения, что все ОПП суть образования вторичного характера, возникшие по породам с нормальной пористостью.

#### **2.4.2. Явления привноса и выноса компонентов черных сланцев**

##### *Кремнистые толщи $D_3^b$*

В обн. 17, на левом берегу р. Кары, в 1.5—2.0 км ниже устья р. Бруссяха обнажена флишоидная ритмичная толща частого переслаивания относительно массивных (с толщиной пластовой отдельности до 0.5 м) и более глинистых (сланцевых, с толщиной пластовой отдельности 0.5—2.0 см) фтанитов. Среди фтанитов имеются прослои листоватых черных сланцев, причем все эти типы пород бывают более или менее известковистыми. Видимая мощность толщи составляет 15—30 м.

Ниже по р. Каре (и выше по разрезу) появляются выходы силицитов, практически не содержащих сланцевых прослоев. В них чередуются две основные разновидности: черные фтаниты с обильными послойными кварцевыми инъекциями и серые опаловидные кремни. Обе разновидности содержат обильный мелкий пирит, образующий послойные скопления. Эта же пиритоносная пачка узнается и в ряде других разрезов, в частности в верховьях руч. Гермес, где видно, что она лежит непосредственно ниже пачки среднефаменских яшмоидов.

Жильный кварц, образующий послойные инъекции во фтанитах (до 0.5 см), местами создает полосчатые зоны окварцевания мощностью в первые сантиметры. В нем имеются обильные гнезда мелкого пирита с поперечником до 1 см, по-видимому переотложенного из вмещающих пород в процессе окварцевания. Именно по этим зонам окварцевания и развивается выщелачивание, в котором можно подметить определенную стадийность: 1) выщелачивание гнезд пирита в жилах, захватывающее и сам кварц (характерные шестоватые занозистые формы реликтового кварца); 2) выщелачивание прилегающего к жилкам фтанита — образование крупнопористой шлакоподобной породы без жильного кварца, но с реликтами пирита в стенках глубоких пор, с поперечником до 0.5 см. Как формы и размеры

пор, так и наличие реликтового пирита не оставляют сомнений в том, что вначале выщелачивался пирит, а затем поры расширялись за счет разъедания (серной кислотой?) стенок пустот, образованных на месте кристаллов и скоплений пирита. Сравнение состава неизменных пород с пористыми по содержанию элементов-примесей (здесь и далее использованы результаты полуколичественных спектральных анализов методом просыпки) указывает на вынос рудных элементов, которые, по-видимому, содержались в пирите и частью во вмещающих породах (здесь и далее все содержания даны в г/т):

Элементы	Исходные породы, обр. 326, 327	Шлакоподобная пористая порода, обр. 328
Никель	50	10
Кобальт	5	—
Хром	10—50	10
Медь	50	10
Свинец	20	10
Цинк	20	—
Марганец	200	<100
Германий	10	—

Каких-либо явлений привноса элементов-примесей в выщелоченные породы здесь не наблюдается.

Более мощные зоны выщелачивания, приуроченные примерно к тому же интервалу разреза  $D_3^b$ , встречены А. А. Беляевым на р. М. Серью в 1.5 км от устья. Здесь, в 10—30 м ниже маркирующего горизонта цветных карбонатно-кремнистых яшмоидов, имеется толща светлых полосчатых слюдисто-кремнистых сланцев (около 25 м), выше по разрезу тонкополосчатых и обильно пиритизированных. Прямо над ними располагается пачка рыхлых измененных пород:

	Мощность, м
Сланцы бурые, рыхлые кремнистые с реликтами серых кремней . . . . .	0.5
Черная коксоподобная ОПП, рыхлая, местами с реликтовой слоистостью . . . . .	0.35
Буровато-рыжие рыхлые породы, с реликтами более плотных, со слоистостью . . . . .	0.3
Светло-бурая порода, слоистая, с реликтами кремней . . . . .	0.65

Выше по разрезу в интервале 4 м по мощности следуют неизменные тонкослоистые слюдисто-кремнистые сланцы, а непосредственно над ними — двухметровый слой карбонатного силицита темно-серого цвета. Этот слой в центральной части отчетливо осветлен, более рыхлый и пористый. Сравнение объемного веса и открытой пористости периферических и центральных частей дает 2.61 и 1.39—1.40 г/см<sup>3</sup>, 1.67 % и 41.09—43.02 % соответственно. Таким образом, в результате выщелачивания объемный вес уменьшается вдвое, а открытая пористость увеличивается в 25 раз! Можно думать, что при выщелачивании было вынесено не менее половины всего вещества породы.

Сильные процессы выщелачивания наблюдались А. А. Беляевым и выше по разрезу — в характерной пачке цветных карбонатных яшмоидов.

Здесь возникают пористые фарфоровидные породы (которые наблюдаются, например, в разрезах в 0.3 км ниже устья руч. Нявьеркаяха, по правому берегу р. Кары, а также напротив устья Б. Серью по правому берегу р. Кары) очень светлых окрасок, часто совсем белых. Эти породы настолько своеобразны, что А. С. Микляев (1973 г.) даже выделял их в особый кремнистый тип разреза. В действительности путем прослеживания постепенных переходов можно видеть, что они представляют собой результат кислотного выщелачивания яшмоидов, из которых нацело удалена карбонатная составляющая. Поскольку карбонатное вещество в яшмоиде несет высокие содержания Mn, то становится понятной постоянная ассоциация окисных марганцевых руд (псиломеланы, манганиты, брауниты, криптомеланы и другие минералы) именно с этими высокопористыми обесцвеченными породами. Марганец, перешедший в раствор при выщелачивании карбонатного вещества яшмоидов, окислялся и давал эпигинетические натечные окисные руды с характерными колломорфными текстурами.

При этом в ряде случаев прослеживается непосредственная связь зон интенсивного выщелачивания и зон тектонических нарушений, которые, по всей вероятности, служили проводниками выщелачивающих флюидов. Пласты в приподнятых крыльях сбросов изменены сильнее, чем в опущенных. Один из таких примеров можно наблюдать в обн. 27 по правому берегу р. Кары, в 0.8 км ниже устья руч. Приам. Здесь в опущенном крыле имеется пласт сургучно-красных яшмоидов мощностью 6 м, а в поднятом крыле (амплитуда сброса 8 м) этот пласт нацело превращен в бурую охру.

### *Кремнистые толщи C<sub>1</sub>*

В обнажении 48, по левому берегу р. Кары ниже устья р. Силоваяха, выходит турнейская сланцево-фтанитовая толща. Поблизости от предполагаемого нарушения (характерный задренованный участок обнажения) в кремнистых сланцах (или в плитчатых слабоглинистых фтанитах) наблюдаются последынные зоны ОПП, с поверхности краснобурые, видимой мощностью до 2 м. Это прочные коксоподобные породы (большинство пор мелкие) с красивыми малиново-зелеными побежалостями; вмещающие породы также покрыты ярко-желтыми налетами (вторичные фосфаты?). Сравнение составов субстрата и ОПП показывает накопление в последних ряда элементов-примесей.

Элементы	Субстрат: слабоглинистые фтаниты, обр. 769, 770	ОПП, обр. 768, 772
Никель	50	50—300
Кобальт	—	До 5
Хром	10—50	50
Молибден	20	20—50
Медь	10—20	20
Серебро	0.2—1	1
Цинк	—	До 700
Фосфат	—	До 2000
Олово	—	До 2

Наиболее отчетливо в ОПП накапливаются никель (до 300 г/т), цинк (до 700 г/т) и фосфат (до 0.2 %). Такие накопления не могут быть следствием одного только остаточного концентрирования за счет выноса части вещества, ибо содержания такого элемента-индикатора глинистого вещества, как титан, не различаются в субстрате и ОПП (около 500 г/т). Поэтому по крайней мере для цинка и никеля необходимо допускать явления привноса этих элементов теми же растворами, которые выносили кремнезем.

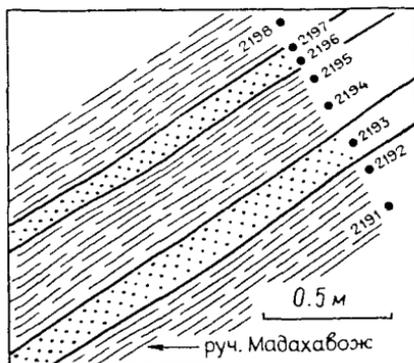
В разрезе по ручью Громашор (обн. Ка57) после выходов визейских глинисто-кремнистых слоев возле устья, выше по ручью появляются характерные турнейские черные фтаниты с раковистым блестящим изломом, а среди них — черные послонные ОПП небольшой мощности. Несколько выше по ручью выходит складчатая толща, в которой видно, как плитчатые фтаниты (пласты 0.05—0.15 м) чередуются с пропластками черных глинисто-кремнистых сланцев (0.02—0.03 м). Поэтому в данном случае трудно судить о субстрате ОПП: развились ли они непосредственно по фтанитам или же отвечают более глинистым прослоям сланцев. Если предположить последнее, получим следующую картину привноса-выноса.

Элементы	Глинисто-кремнистый сланец, обр. 1024	ОПП, обр. 1021
Молибден	5	2
Мышьяк	20	—
Бериллий	2	1
Цирконий	300	50
Галлий	20	10
Никель	20	50
Титан	1000	1500
Хром	10	20
Медь	0.5	1
Цинк	—	20
Марганец	< 100	100
Сурьма		100

С учетом точности анализа можно считать, что из сланцев выносятся цирконий, мышьяк, может быть также молибден; накапливаются никель, медь, цинк, сурьма, т. е. элементы сульфидного парагенезиса.

По наблюдениям А. А. Беляева, прослой ОПП в турнейской толще можно встретить практически в любом месте выходов данных отложений (на руч. Гермес, в среднем течении р. Силовой, вблизи ее устья и т. д.). Так, по левому берегу р. Силовой, в 0.5 км ниже устья руч. Флюоритовый (обн. 119) А. А. Беляев описал хорошо выдержанный пласт слоистого кремнистого известняка (0.45 м) среди углито-кремнистых сланцев. В периферических частях он превращен в рыхлую черную массу с реликтами первичной слоистости. Центральная часть пласта, а также прослой в нем черных кремней остаются неизменными. Обратный пример изменения пласта известняка (0.18 м) в центральной части, при более сохранившейся периферии, наблюдается в этом же обнажении; периферические части имеют объемный вес и открытую пористость, равные 2.35 г/см<sup>3</sup> и 4.26 %, центральная — 1.47 г/см<sup>3</sup> и 31.82 % соответственно. Наблюдается

Рис. 44. Выходы облегченных пористых пород (ОПП). Руч. Мадахавож, левый приток р. Силоваяха.  
Усл. обозн. см. рис. 45.



и переходная разность с промежуточными значениями этих свойств:  $1.81 \text{ г/см}^3$  и  $20.49 \%$  (обр. 119/570-572 из кол. А. А. Беляева).

В обнажении Се-21 по левому крупному притоку р. Сесияю — руч. Мадахавож — выходит, по-видимому, турнейская толща переслаивания пачек черных сланцев (10—30 см) с пластинами (5—10 см) рассланцованных фтанитов. В некоторых участках хорошо видно, как на месте сланцевых пачек развиваются пластовые ОПП (рис. 44), которые в своих краевых частях (прилегающих к фтанитам) имеют зоны сланцев «переходного» типа по своей пористости. Таким образом, здесь природа субстрата ОПП не вызывает сомнений. Все эти ОПП в настоящее время являются водоносными горизонтами и за счет этого четко выделяются на поверхности обнажения. Как показывает сравнение ОПП с реликтами сланцев в их контактах, состав сланцев изменяется не сильно. Накапливаются ванадий, цинк, никель, кобальт, может быть и цирконий, т. е. компоненты глинистого или органического вещества. Изменение содержания остальных элементов не превышает ошибки анализа.

Элементы	Переходные сланцы, обр. 2192, 2197	ОПП, обр. 2190, 2199, 2200
Никель	До 10	До 50
Кобальт	До 2	До 3
Ванадий	500—700	300— >1000
Цирконий	100	70—150
Стронций	—	10
Титан	500—700	300—700
Хром	10—20	10—30
Молибден	20	10—20
Медь	10—20	20—30
Свинец	5—10	5—10
Серебро	2	2
Олово	2—3	До 2
Галлий	< 10	< 10
Мышьяк	10	До 10
Марганец	10—20	< 10—30

### Визейские известняки

В обнажении Ка27 по правому берегу р. Кары, метрах в 600 ниже устья Гермеса, в известняках с кремнями наблюдаются зоны буровато-черных рыхлых вышеложенных пород. Эти выходы характеризуются интенсивной складчатостью и огромным количеством жильного кварц-кальцитового материала со сфалеритом и сульванитом в мощных зонах дробления. Сравнение неизмененных известняков и рыхлых пород показывает, что из известняков выносятся только те компоненты, которые содержатся в карбонатном веществе: марганец, стронций, иттрий, иттербий.

В то же время накапливаются только такие элементы, которые можно связывать либо с глинистым (титан, никель, ванадий, хром, барий, медь, галлий), либо с органическим веществом (ванадий, хром, молибден, серебро).

Элементы	Известняки местами тонкослоистые, отчасти кремнистые, обр. 520, 522, 525, 527	Рыхлые вышеложенные породы, обр. 524, 526, 529
Никель	—	30—100
Титан	—	100—500
Ванадий	10—50	100
Хром	—	50—100
Молибден	—	5—10
Медь	1—5	10
Серебро	—	1
Галлий	—	5—10
Барий	300—500	500—1000
Марганец	200—1000	50
Иттрий	10	—
Иттербий	1	—
Стронций	300—500	100—200

В обнажении Ка51, расположенном по правому берегу р. Силоваяха в ее устье (у впадения в р. Кару) удается пронаблюдать тесную связь ОПП по известнякам с поперечными тектоническими нарушениями (рис. 45). В пределах зон развития ОПП наблюдаются линзы известняка явно реликтового, переходного типа по степени пористости. Зоны ОПП здесь везде оконтуриваются обохренными трещинами-проводниками. И здесь наблюдается аналогичная картина выноса-накопления, с некоторым отклонением для стронция, который как будто здесь имеет тенденцию накапливаться в продуктах вышеложивания.

Накапливаются элементы (исключение — барий, который здесь скорее выносятся), которые можно приписать глинистому веществу. Но если для таких элементов, как никель, кобальт, титан, ванадий, хром, молибден, бериллий, стронций, вполне достаточно механизма остаточного концентрирования за счет сокращения объемного веса породы, то для цинка, свинца(?), меди, степень концентрирования которых значительно больше, этот механизм не подходит, и необходимо допускать дополнительный привнос этих элементов.

Элементы	Субстрат: известняки и рсликты известняков в ОПП, обр. 862, 863	ОПП, обр. 861, 864, 865
Марганец	1000	100
Иттрий	10	—
Иттербий	1	—
Барий	50	До 10
Кадмий	1	—
Никель	10	50
Кобальт	—	До 1
Титан	100	200—500
Ванадий	100	100—200
Хром	—	20—30
Молибден	—	До 5
Медь	1	10
Свинец	—	5—10
Мышьяк	—	До 20
Цинк	—	100—200
Бериллий	—	До 1
Стронций	200	200—500

В обнажении Ка-36 по левому берегу Кары, непосредственно ниже устья ручья Гермес, выходит толща «визейских» фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев и кремнистых известняков  $C_1V_{1+2}$ . Известняки при раскалывании издают сильный запах сероводорода, еще большей газонасыщенностью обладают кварцевые и кварц-кальцитовые жилы с обильной сульфанит-сфалеритовой минерализацией. Перед узкой (2 м) промоиной в скальной стенке, заполненной делювием и, по-видимому, отмечающей разрывное нарушение, вскрываются сажистые породы, отчетливо карбонатные, почти несомненно образованные по известнякам. По сравнению

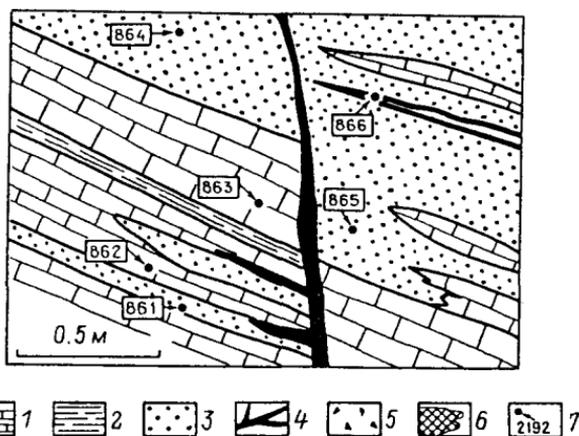


Рис. 45. Выходы ОПП в визейских отложениях, обн. Ка-51, устье р. Силоваяха.

1 — неизмененные черные известняки, 2 — черные глинисто-кремнистые сланцы, 3 — облегченные пористые породы (ОПП), 4 — минерализованные тектонические брекчии (МТБ), 5 — тектонические брекчии (ТБ), 6 — кварцевые и кальцит-кварцевые жилы, 7 — точка опробования и номер пробы.

с предполагаемым субстратом они сильно обеднены марганцем, но зато все остальные элементы, включая иттрий, иттербий, стронций, барий, в них накапливаются.

Элементы	Предполагаемый субстрат: известняк, обр. 604	Сажистая ОПП, обр. 606
Марганец	1000	< 10
Никель	10	30
Ванадий	100	500
Молибден	—	20
Медь	10	20
Цинк	—	100
Цирконий	—	200
Иттрий	10	50
Иттербий	1	5
Фосфат	—	> 3000
Стронций	500	1000
Барий	1000	5000

Трудно сказать, с чем связана эта картина. Либо мы здесь имеем некую флуктуацию режима выщелачивания известняков, либо же это следствие неточности в определении предполагаемого субстрата. Существенной особенностью здесь является, кроме мощного накопления цинка (пожалуй, самого характерного элемента всех ОПП), сильная концентрация фосфора. Поскольку в предполагаемом субстрате фосфора мало (содержание 1000 г/т уже было бы открыто анализом), то необходимо допускать привнос фосфора (а не остаточное концентрирование) вместе с цинком, медью, барием, стронцием(?), возможно и ванадием. Наиболее естественно предположить, что источником привносимых элементов были фосфатоносные черные сланцы.

В обнажении Ка-66 наблюдается в общем та же картина, что и в обн. 27. Здесь в излучине правого берега реки выходят массивные

Элементы	Субстрат: известняк, обр. 1184	ОПП, обр. 1183
Марганец	700	200
Стронций	1000	—
Барий	500	—
Никель	—	10
Титан	—	500
Ванадий	20	100
Хром	—	50
Молибден	—	5
Медь	1	20
Свинец	—	2
Серебро	—	1
Цинк	—	20
Цирконий	—	20
Галлий	—	10

толстопластовые серые известняки, переслоенные с черными кремнями, а с ними непосредственно контактируют, по-видимому по разлому, коксоподобные ОПП, развитые, скорее всего, по ним же. Анализ показывает, что из предполагаемого субстрата выносятся элементы карбонатной матрицы: марганец, стронций, а также барий, а накапливаются элементы, которые можно связывать с глинистым веществом.

*Нижневизейские глинисто-кремнистые сланцы  
и глинистые фтаниты*

В обн. Ка-49 по левому берегу Кары, в районе расположенного напротив устья руч. Оленьего, можно наблюдать пластовую зону ОПП мощностью от 1 до 2 м. Сокращение мощности происходит по простиранию зоны либо за счет включения зон ТБ, либо же за счет включения линз «визейских» фтанитов. В почве этой зоны залегают маломощный слой глинисто-кремнистых сланцев, местами сильно обохренных и превращенных в МТБ; эти сланцы отделяют ОПП от подстилающего фтанита, в кровле же ОПП на значительном протяжении перекрыта мощным пластом кремнистого известняка. Замечательно, что в теле ОПП наблюдаются сохранившиеся кремнисто-карбонатные конкреции. В данном случае можно с большой уверенностью утверждать, что ОПП, экранированная сверху массивным карбонатом, а снизу — сланцем, фиксирует собой водоносный горизонт. Скорее всего, субстратом ОПП послужили породы типа сланцев, частично сохранившихся в ее почве. Как показывает сравнение аналитических данных, практически нельзя указать ни одного элемента, содержание которого в ОПП было бы ниже (вынос), чем в субстрате. Это значит, что выносятся только кремнезем, а остальные компоненты породы накапливаются путем остаточного концентрирования или привноса. К последним здесь можно отнести фосфор, барий, цинк.

Элементы	Предполагаемый субстрат: глинисто-кремнистый сланец, обр. 778	ОПП из нижней (обр. 781) и средней (обр. 782) части пласта
Никель	30	30—50
Титан	500	500—1000
Ванадий	200	200—500
Хром	50	50—150
Свинец	—	До 5
Серебро	2	0.5—5
Мышьяк	200	300—1000
Цинк	—	До 200
Бериллий	—	До 1
Марганец	100	100—200
Цирконий	—	50—100
Фосфат	—	1000
Стронций	10	20—150
Барий	—	До 700

В обнажении Ка-52 («Карский участок» у А. С. Микляева) имеются мощные зоны ОПП, соприкасающиеся по разломам с верхневизейскими карбонатными конгломератами и конглобрекциями или в других местах со

среднекарбоневой кремнистой толщей. Почти несомненно, что все типовые ОПП, образующие большие выходы в виде изолированных скал, отделенных от обнаженных рядом толщ задернованными логами (обычный признак тектонических линий в складчатых областях), образовались по субстрату нижневизейских черных сланцев, глинистых фтанитов и реже по кремням с небольшой глинистой примесью. ОПП здесь характеризуются повышенной радиоактивностью и всегда содержат фосфор. Различие между ОПП по разным субстратам (более и менее глинистым) мы проводим по содержаниям титана.

Элементы	Предполагаемый субстрат: черный глинисто-кремнистый сланец (обр. 900) и фтанит (обр. 901)	ОПП, обр. 899, 903, 1124, 1126, 1135
Никель	20—30	20—200
Кобальт	—	До 20
Титан	2000	2000—10000
Ванадий	100—300	200—1000
Хром	30—50	30—300
Молибден	2—50	10—100
Медь	10	10—200
Свинец	5—10	5—30
Мышьяк	—	До 20
Цинк	—	50—300
Бериллий	1	1—5
Марганец	До 100	100—500
Германий	—	До 3
Цирконий	До 50	70—500
Галлий	10	До 200
Сурьма	—	30
Иттрий	—	20—100
Иттербий	—	2—10
Фосфат	—	До > 1 %
Стронций	—	20—300
Барий	1000	500—2000

Как видим, здесь в ОПП наблюдается концентрирование всех элементов, частью могущее быть отнесенным за счет убывания объемного веса (никель, кобальт, титан, ванадий и т. д.) в связи с выносом кремнезема, а частью — вследствие несомненного привноса (фосфор и рудные элементы: мышьяк, цинк, медь, может быть и стронций).

#### *Визейские черные глинисто-кремнистые сланцы*

В обнажении Ка-31, расположенном по левому берегу р. Кары ниже руч. Гермес, примерно в 150 м выше устья руч. Ахилл (Ярейяха) и по самому Ахиллу в его приустьевой части, наблюдается развитие мощных зон ОПП по субстрату углисто-кремнистых сланцев, сильно насыщенных кварц-кальцитовым жильным материалом с обильной сфалерит-сульфанитовой минерализацией. Мощность жил в раздувах достигает 3 м. Характерны сильная выщелоченность жильного материала, обилие в нем охр,

вторичных сульфатов железа — свидетельства гипергенного(?) сернокислотного выщелачивания.

В выходах по правому берегу Ахилла удастся пронаблюдать чередование зон углистых пластовых ОПП мощностью около 0.4 м с пластами темных кремнистых сланцев (около 0.5 м). Очевидно, пласты углистых ОПП отвечают более проницаемым пластам кремнистых сланцев, вероятно, первоначально более углеродистым или более карбонатным(?). Среди ОПП в этом обнажении можно выделить два типа: сравнительно прочные, коксоподобные и сильнорыхлые, превращенные в углистую сыпучку. Почти нет сомнений в том, что вторые это результат гипергенного изменения первых.

Элементы	Вероятный субстрат: углисто-глинисто-кремнистые (обр. 557, 558) и глинисто-кремнистые (обр. 569, 571) сланцы	Прочные ОПП, обр. 563, 564, 565	Рыхлые ОПП; обр. 570, 572, 575
Никель	30—50	30	20—50
Кобальт	—	До 2	—
Титан	300—500	500—1000	500—2000
Ванадий	300—500	100—200	300—700
Хром	30—50	50—100	20—500
Молибден	10—30	10—30	1—50
Медь	10—50	10—50	20—100
Свинец	5	До 20	5—100
Серебро	1—2	2—3	1—2
Мышьяк	До 30	До 20	—
Цинк	20—200	—	20—1000
Бериллий	До 2	—	До 5
Марганец	100—200	100—300	100—200
Цирконий	50—100	50—100	100—300
Галлий	5—10	2—5	10—20
Олово	До 2	2	—
Сурьма	До 50	До 50	—
Кадмий	До 3	—	—
Иттрий	—	—	До 50
Иттербий	—	До 5	—
Фосфат	До 100	До > %	—
Стронций	—	—	До 100
Барий	До 500	До 300	До 500

Итак, при превращении сланцев в прочные коксоподобные породы из первых выносятся никель, ванадий, мышьяк, цинк, барий, медь, фосфор, т. е. все те компоненты, которые дают рудную жильную минерализацию. Накапливаются же только инертные компоненты, прочно связанные с глинистым или органическим веществом: титан, хром, свинец, серебро. Что касается рыхлых углистых пород, то в них, по сравнению с предполагаемым субстратом, накапливаются почти все элементы, что можно приписать вторичному обогащению из гипергенных растворов. Такие обогащения давно известны для зон окисления некоторых угольных месторождений (например, Экибастуз).

Обнажение Ка-36 расположено по левому берегу р. Кары непосредственно ниже устья руч. Гермес. Здесь близко к простиранию обнажена смятая в складки толща «визейских» матовых фтанитов, где в подчиненном количестве имеются прослои (5—20 см) слабоуглистых прочных кремнистых сланцев, по которым развиваются пластовые зоны углистых ОПП, на выходах превращенных в черную, пачкающую руки труху.

Элементы	Предполагаемый субстрат: слабоглинистые углисто-кремнистые сланцы, обр. 597, 601	ОПП, обр. 598
Ванадий	500	> 1000
Хром	20	200
Молибден	30	50
Цинк	20	3000
Цирконий	50—100	200
Иттрий	—	До 20
Фосфат	—	> 1 %
Титан	500—1000	500
Свинец	5—20	5
Серебро	1	0.5
Марганец	200	< 100

Из приведенных данных видно, что в ОПП накапливаются многие из рудных элементов (ванадий, цинк, молибден), которые в других случаях выносились. Объяснением этому факту могло бы послужить предположение, что мы неправильно определили субстрат (например, в субстрате были более углистые породы) или же что мы здесь имеем определенную зону, где растворы, создавшие ОПП, начинали уже откладывать свой полезный груз.

Обнажение Ка-42 расположено на правом берегу р. Кары несколько ниже устья р. Силовой. Выходящие здесь «визейские фтаниты» и кремнистые сланцы отличаются исключительно сильной раздробленностью (рис. 46). Плоскости сместителей подчеркнуты обохриванием и тонкими кварцевыми прожилками. Клинья пород, зажатые между сместителями (не все, а примерно через 1—2), изменены и превращены в ОПП различных типов. Везде прослеживается обязательная ассоциация ОПП в центре клиньев с МТБ по их обрамлению, причем все МТБ в целом образуют единую сообщающуюся систему, а ОПП зажаты между ними в виде различной формы линз со сложными, искаженными складчатостью очертаниями. В одних из таких клиньев порода нацело превращена в ОПП, в других — представляет собой тектоническую брекчию (ТБ), в которой присутствует то или иное количество рыхлого углистого цемента, т. е. ОПП. Последние, как обычно, дают две разновидности: прочные коксоподобные и рыхлые. В эволюционном ряду, очевидно, имела место последовательность: неизменные породы → ТБ → ОПП-1 → ОПП-2 → МТБ, в которой до ОПП-2 доминируют процессы выноса кремнезема с остаточным концентрированием компонентов глинистого и органического вещества, а в МТБ доминирует уже процесс рудоотложения из раствора (кварц и охристое вещество).

Элементы	Субстрат: «визейский» фтанит, обр. 696	ТБ, ТБ+ОПП, обр. 704, 705, 708	Коксоподобные ОПП-1, обр. 698, 699	ОПП-2, обр. 701, 703	МТБ, обр. 702
Никель	10	50—100	50	100—200	50
Кобальт	—	До 10	—	1—3	—
Титан	200	100—500	700	2000	2000
Ванадий	20	20—100	70—100	100—200	200
Хром	10	10—50	50	20—70	100
Молибден	1	10—30	30	30—100	50
Медь	10	20—100	10—100	20—100	200
Свинец	—	—	2—5	5	5
Серебро	0.2	0.1—0.5	0.2	0.5	0.5
Мышьяк	—	—	До 20	20—50	100
Цинк	—	300—500	20	150—200	100
Бериллий	—	—	2	2	—
Марганец	200	100	100	100—< 100	100
Германий	—	—	—	—	50
Галлий	—	10—20	5—10	До 20	—
Фосфат	—	До 2000	1000—3000	3000—1 %	4000
Стронций	—	До 50	До 20	До 500	200
Барий	500	200—3000	100—1000	1000—1 %	1 %

Из этих данных видно, что содержания титана, ванадия, а также свинца, мышьяка, бериллия, галлия растут по мере изменения пород, и это можно приписать процессу остаточного концентрирования. Оно происходит при выносе кремнезема и карбоната. Мощное накопление таких элементов, как молибден, медь, цинк, фосфор, барий, германий, уже не может быть объяснено этим механизмом, и следует допускать привнос их выщелачивающими растворами. При этом особенно примечательно поведение цинка — он резко накапливается уже на стадии ТБ, а в дальнейшем вновь вступает в миграцию. Такие же сложные скачки концентраций, указывающие на процессы перераспределения (а не просто монотонного привноса или выноса), характерны для бария, стронция, фосфора, галлия, молибдена.

В обнажении Ка-51 по правому берегу р. Силовой в ее устье (см. выше) кроме ОПП по субстрату известняков имеются пластовые ОПП, развитые, по всей видимости, по субстрату фосфатоносных кремнистых сланцев (рис. 47).

Элементы	Предполагаемый субстрат: кремнистый фосфатоносный сланец, обр. 866а	ОПП, обр. 870, 872
Мышьяк	20	—
Цинк	3000	500
Галлий	10	—
Кадмий	100	—
Фосфат	5000	—
Титан	300	2000
Хром	50	100
Медь	20	50
Свинец	—	5
Серебро	0.2	0.5
Цирконий	100	200
Иттрий	—	50
Иттербий	—	5
Стронций	20	500
Барий	200	500



Рис. 46. Линзовидные зоны ТБ и ОПП в окаймлении шнуровидных МТБ. Обн. Ка-42, правый берег р. Кары несколько ниже устья р. Силоваяха; зона интенсивного дробления в кремнистой толще нижнего визе.

Усл. обозн. см. рис. 45.

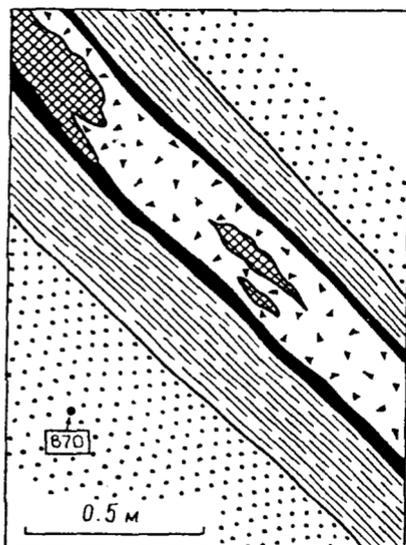


Рис. 47. Пластовые ОПП, образованные, по-видимому, по субстрату фосфатонесных черных сланцев нижнего визе. Обн. Ка-51, устье р. Силоваяха.

В центре — ТБ по фтаниту с выделениями жильного кварца, окаймленная шнуровидными МТБ. Усл. обозн. см. рис. 45.

Как видим, из сланцев происходит вынос мышьяка, цинка, кадмия и фосфора. Если учесть непосредственно наблюдавшиеся в обнажениях глубоко выщелоченные фосфатные конкреции, а также то, что все перечисленные выше компоненты находятся в этих конкрециях в повышенных содержаниях (цинк и кадмий — явно в форме сфалерита), то мы

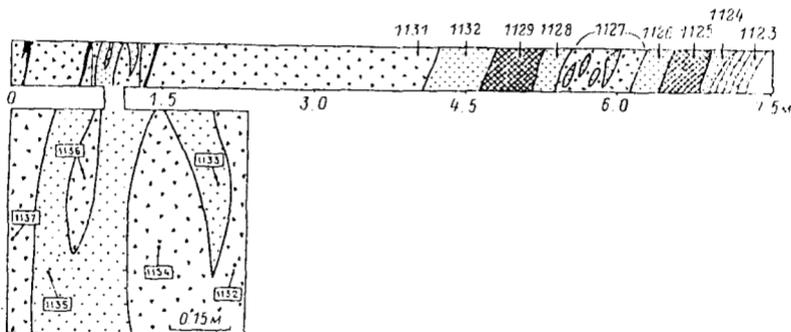


Рис. 48. Схема опробования измененных пород на Карском участке А. С. Микляева. Документация в расчистке, расположенной несколько выше по реке от «Черной скалы» (радиоактивные ОПП по нижневизейским черным сланцам).

Усл. обозн. см. рис. 45.

должны заключить, что наряду с кремнеземом в первую очередь выщелачивалось фосфатное вещество. Накапливаются же в основном те элементы, для которых наиболее вероятна связь с глинистым веществом.

В обнажении Ка-52 («Карский участок» у А. С. Микляева) пористыми породами сложена почти нацело характерная «Черная скала», представляющая собой тектонический блок нижневизейских пород среди кремнисто-карбонатной толщи  $C_1^2-C_1^3$ . В самой скале почти не осталось исходных неизмененных пород; несколько выше по реке расчисткой были вскрыты зоны изменения с реликтами более или менее сохранившихся кремней. Здесь (рис. 48) можно предполагать развитие ОПП как по кремнистым породам, так и по известнякам. В общем, по прямым наблюдениям и содержаниям титана можно выделить два типа ОПП: низкотитанистые, развившиеся, очевидно, по слабоглинистым фтанитам; высокотитанистые, развившиеся, скорее всего, по субстрату глинисто-кремнистых сланцев и глинистых фтанитов. Последние характеризуются высокими содержаниями фосфора и повышенным уровнем радиоактивности.

Элементы	Предполагаемый субстрат: реликтовые кремни, обр. 1125, 1129, 1134, 1136	Низкотитанистые ОПП, обр. 1133
Никель	10—50	50
Кобальт	До 2	5
Титан	До 300	300—500
Ванадий	До 20	100—200
Хром	До 20	100
Молибден	1—5	10—20
Медь	До 10	20—50
Свинец	—	10—20
Серебро	До 0.1	0.2
Цинк	20—100	200—500
Марганец	< 10	100—200
Цирконий	—	20—70
Иттрий	—	50—100
Иттербий	—	До 5
Фосфат	До 1000	До > 1 %
Стронций	—	50—100
Барий	200—500	500

Из этих данных видно, что кремни изменяют свой состав сравнительно слабо, во всяком случае, это касается элементов, накопление которых можно приписать остаточному концентрированию (титан, никель, галлий, барий, хром, серебро, цирконий, молибден, иттрий, иттербий). Непонятно поведение Mn (накопление вместо выноса); резкое накопление стронция, цинка и фосфора показывает, что эти элементы привносились выщелачивающими растворами. Более интенсивные процессы накопления наблюдались в высокотитанистых образованиях, которые, по-видимому, образуют ряд: фтаниты и сланцы → ТБ → ОПП → МТБ.

По сравнению с субстратом в ОПП происходят мощные процессы накопления никеля, титана, ванадия, хрома, молибдена, меди, цинка, циркония, фосфора, несколько слабее выражена концентрация Ba и Pb.

Элементы	Субстрат: обр. 900, 901	ТБ по фтаниту: обр. 1132	ОПП, ОПП+МТБ, обр. 1124, 1126, 1127, 1128, 1130, 1135	МТБ, обр. 1131
Никель	20—30	30	20—200	20
Кобальт	—	—	До 20	—
Титан	2000	3000	2000—10000	10000
Ванадий	100—300	300	200—1000	300
Хром	30—50	70	30—300	50
Молибден	2—50	70	10—100	50
Медь	10	50	10—200	< 10
Свинец	5—10	20	5—30	50
Мышьяк	—	—	До 20	20
Цинк	—	10	50—300	50
Бериллий	1	1	1—5	5
Марганец	До 100	100	100—500	< 100
Цирконий	До 50	100	70—500	300
Галлий	10	10	До 20	50
Сурьма	—	—	30	—
Кадмий	—	—	1	—
Иттрий	—	—	20—100	—
Иттербий	—	—	2—10	—
Фосфат	—	5000	До > 1 %	1000
Стронций	—	20	20—300	10
Барий	1000	2000	500—2000	2000

Характерно, что четкая тенденция к накоплению усматривается уже на стадии превращения исходных пород в ТБ (титан, хром, молибден, медь, свинец, цинк, цирконий, фосфор, стронций, барий). При образовании МТБ для ряда элементов наблюдается более или менее резкое падение содержания по сравнению с ОПП (никель, кобальт, ванадий, медь, цинк, марганец, цирконий, фосфор, сурьма, стронций), другие же остаются на прежнем уровне и даже накапливаются (титан, свинец, мышьяк, бериллий, галлий, барий). Последние, по всей видимости, содержатся в охристых глинах, скрепляющих кварцевый материал МТБ.

В обнажении Ка-57 по руч. Громашор зоны неизменных кремнистых и углисто-кремнистых сланцев чередуются с зонами ОПП. Субстрат устанавливаем по содержаниям титана, считая, что ОПП с более высоким содержанием титана образовались по углисто-глинисто-кремнистым сланцам, а менее титанистые — по менее глинистым кремнистым сланцам.

Таким образом, при образовании ОПП по глинисто-кремнистым сланцам происходит вынос никеля, кобальта, ванадия, молибдена, меди, свинца, марганца, олова, т. е. большинства рудных элементов-примесей. Накапливаются в основном компоненты глинистого вещества: титан, цинк, бериллий, цирконий, сурьма, барий. Для цинка происходит, по-видимому, вторичное обогащение, на первых стадиях выщелачивания он, вероятно, все-таки выносится.

При образовании ОПП по фосфатсодержащим углистым сланцам выносятся фосфор и рудные элементы, особенно резко — цинк. Сравнительно мало накапливаются ванадий, хром, галлий, сурьма.

Элементы	Сланцы глинисто-кремнистые, обр. 1014, 1017	ОПП по ним, обр. 1016	Сланцы углестые, обр. 1013	ОПП по ним, обр. 1018
Никель	30—100	30	50	50
Кобальт	До 3	—	5	—
Титан	200—500	1000	1000	1000
Ванадий	300	150	500	1000
Хром	50	50	50	100
Молибден	30	10	30	10
Медь	До 30	20	50	50
Свинец	5	—	10	10
Серебро	1	1	2	1
Мышьяк	До 20	—	—	—
Цинк	—	20	300	2
Бериллий	—	1	2	1
Марганец	200—500	100	300	100
Цирконий	50	100	150	100
Галлий	10	10	10	20
Олово	До 5	—	—	—
Сурьма	—	50	—	30
Фосфат	—	—	1000	—
Стронций	—	20	—	—
Барий	До 100	500	—	—

#### *Кремнистые сланцы среднего карбона*

В длинном обнажении Ка-59, расположенном по правому берегу р. Кары ниже руч. Громашор, выходит толща  $C_{2-3}$ , а в ней — горизонт темных кремнисто-глинистых сланцев  $C_{2-3}^c$  (по А. С. Микляеву), отличающийся наличием фосфатных конкреций и повышенной радиоактивностью. Нередко они отличаются повышенной углистостью и содержат мелкий пирит. Здесь в старой канаве, пройденной поперек склона, вскрыта пластовая зона ОПП, висячем боку которой имеется четко выраженный слой МТБ — кварцево-охристой брекчии. В этом месте гамма-активность вмещающих сланцев резко увеличивается. ОПП выглядят как углистая сыпучка, что не позволяет точно решить, по каким породам они образовались. Условно за субстрат этих ОПП мы приняли выходящие ниже по реке активные углесто-кремнистые сланцы.

Элементы	Углесто-кремнистые сланцы, обр. 1116, 1117, 1119	ОПП, обр. 1115	МТБ, обр. 1114
Никель	10—30	50	50
Кобальт	До 1	—	10
Титан	3000—5000	2000	2000
Ванадий	200—500	500	200
Хром	100—500	200	50
Молибден	1—50	10	30
Медь	10—50	10	300
Свинец	10—30	10	2

Элементы	Углисто-кремнистые сланцы, обр. 1116, 1117, 1119	ОПП, обр. 1115	МТБ, обр. 1114
Серебро	0.1—5	3	1
Цинк	20—300	50	200
Бериллий	До 2	1	1
Марганец	100—200	< 100	3000
Цирконий	100—200	200	200
Германий	2	—	—
Галлий	50	20	10
Кадмий	—	—	5
Фосфат	До 1000	50	500
Стронций	20—70	50	500
Барий	1000—1500	500	3000

Таким образом, здесь наблюдается интенсивный вынос большинства элементов-примесей углистых сланцев, который захватывает даже элементы глинистого вещества (титан, галлий, хром, никель, кобальт). Особенно мощному выносу подвергаются цинк и фосфор, вероятно в основном входящие в состав фосфатного вещества конкреций. Нельзя исключить, что в составе выщелачивающего флюида находилась фосфорная кислота, обладающая способностью растворять силикаты.

В дальнейшем А. А. Иевлев выполнил электронно-микроскопическое исследование специально подобранной нами коллекции неизмененных и измененных нижневизейских пород (к сожалению, в нее не попали фосфориты). В хорошем согласии с нашими наблюдениями А. А. Иевлев установил следующее:

- из радиоляриевых силицитов выщелачивается только пирит;
- из силицитов с глинистой (гидрослюдистой) примесью выщелачивается гидрослюда;
- из силицитов с карбонатной примесью выщелачивается карбонат.

При этом кварцевый матрикс пород с новакулитовой (полиэдрической) ультрамикроструктурой практически не изменяется, а на месте выщелоченных минеральных частиц образуются поры размером до 100 мкм, отчасти либо заполненные рыхлыми дисперсными продуктами, либо пустые [40].

### 2.4.3. Некоторые геохимические выводы

Итак, приведенные выше геологические и геохимические материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Черные пористые породы, сильно обогащенные кремнеземом и графитизированным ОВ, являются продуктом глубокого выщелачивания исходных черных сланцев с выносом до 1/2 исходного вещества. Геологические наблюдения показывают, что процессы изменения предваряются тектоническим дроблением пород с образованием зон ТБ — тектонических брекчий, интенсивно трещиноватых и проницаемых для растворов. Затем отдельные блоки ТБ или целые пласты компетентных ТБ в более пластичных сланцах (или, наоборот, более проницаемых сланцев) подвергаются выщелачиванию, итогом чего является формирование коксоподобных черных облегченных пористых пород — ОПП-1. В следующей

стадии тектонические швы между блоками, служившие каналами фильтрации растворов, минерализуются кварцем и охристыми продуктами (среди которых могут быть вторичные сульфаты и фосфаты), формируются минерализованные тектонические брекчии — МТБ. Наконец, самым поздним процессом было, по-видимому, субаэральное выветривание коксоподобных ОПП-1 с превращением их в рыхлую углистую сыпучку — ОПП-2. Если процессы первых трех стадий можно приписать древнему гипергенезу (например, миоценовому?), то образование ОПП-2, как очевидно, было процессом недавним.

2. Если субстрат для выветривания (исходные породы) не содержал фосфоритов, то главным агентом выщелачивания было окисление пирита, порождавшее серно-кислотное выветривание черных сланцев — так называемый *квасцовый процесс* [113]. Из чистых силицитов в таком случае удалялся в основном один пирит, а глинистое и кремнистое вещество не затрагивалось выщелачиванием. Соответственно порода обеднялась элементами-тиофилами, которые могли быть связаны с пиритом (или с сопровождавшими его сульфидами тяжелых металлов): Cu, Zn, Cd, Mo, As, Ni, Co и др. Напротив, элементы, прочно связанные с органическим (и глинистым?) веществом, подвергались остаточному концентрированию (V, Cr, Mo, Se и др.).

Если сернокислотному выветриванию подвергались породы карбонат-содержащие, то в первую очередь выщелачивались карбонатное вещество и те немногие элементы-примеси, которые в нем содержатся (стронций и некоторые др.). И в этом случае кремнистый скелет породы и глинистая примесь, скорее всего, не затрагивались выщелачиванием.

Наконец, если сернокислотному выветриванию подвергались фосфатоносные нижневизейские сланцы, то процесс приобретал новое качество, так как в составе растворов вследствие растворения фосфоритов появлялась и фосфорная кислота. Известно, что смесь  $H_2SO_4 + H_3PO_4$  способна выщелачивать и силикаты. Поэтому в данном случае процессы выщелачивания были особенно мощными и глубокими, затрагивая и глинистое вещество пород.

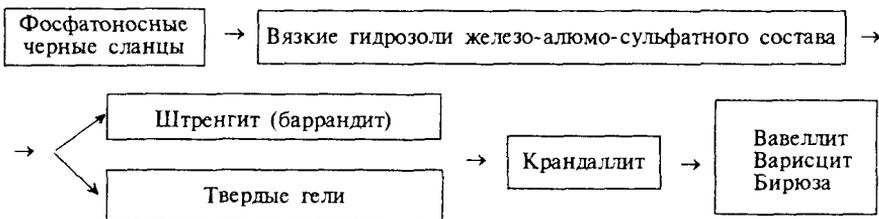
3. Судьба выщелоченных компонентов могла быть разной. В основном они тотально выносились из зоны выветривания и давали вторичные минералы где-то поблизости от нее (при нейтрализации или испарении, в частности вымораживании!) растворов. Однако в процессе выветривания формировались новые геохимические барьеры — в первую очередь гидрокислый, на которых могла фиксироваться часть выщелоченных компонентов, которые, таким образом, не уходили далеко от места выщелачивания. Именно с такими новообразованными геохимическими барьерами мы связываем мощные геохимические аномалии фосфора, цинка, кадмия и ряда других элементов (например, урана, стронция, селена, ртути), которые, как очевидно, были выщелочены из фосфоритов. Так как эти процессы многофакторные и вследствие этого очень сложные, геохимические аномалии могут отмечаться не только в МТБ, но, в действительности, в любом месте генетического ряда «субстрат → ТБ → ОПП-1 → МТБ → ОПП-2». При этом геохимическая аномальность ОПП-2 может быть уже обязана формированию гипергенных гуминовых кислот, образовавшихся вследствие окисления углеродистого вещества.

4. Вместе с тем помимо процессов, связанных с изменением черносланцевого субстрата (скорее всего — гипергенных), наблюдались также мощные процессы гидротермального выщелачивания кремнисто-карбонатных марганценосных яшмоидов фамена с формированием эпигенетических гидротермальных марганцевых руд. Истолковать эти явления в терминах квасцового процесса гораздо труднее. В итоге образовались мощные блоки обеленных кремнистых фарфоровидных сланцев и генетически с ними связанные жильные зоны густой импрегнации пород окислами марганца. По нашему мнению, такую же гидротермальную (а не гипергенную) природу имеет и пайхойская бирюза [8].

#### 2.4.4. Минералогия квасцового процесса

Приведенные выше выводы были получены уже к 1981 г. на основе работ авторов 1977—1979 г. Параллельно с этим, отчасти раньше, но главным образом позднее, процессы гипергенного минералообразования на Пай-Хое стали предметом углубленного изучения проф. Н. П. Юшкина и его учеников. Заметим, что уже сам факт мощного гипергенного изменения черных сланцев в зоне арктического климата представляется парадоксальным, ибо ранее считали, что химическое выветривание не совместимо с низкими температурами. Однако, как выяснилось в эксперименте, выщелачивание пирита растворами серной и органической кислот при низких температурах (от 0 до  $-10^{\circ}\text{C}$ ) протекало намного интенсивнее, чем при комнатных ( $15\text{—}20^{\circ}\text{C}$ ). Оказывается, в таких условиях происходит криогенное концентрирование кислот вследствие вымораживания воды! [39].

В результате блестящих генетико-минералогических исследований акад. Н. П. Юшкина [147] для Пай-Хоя была предложена **общая последовательность процессов арктического гипергенеза фосфатоносных черных сланцев нижнего визе:**



Замечательной особенностью этой схемы является наличие в ней стадий формирования *минералоидов* [62] — жидких и твердых коллоидов весьма экзотического состава, которые подверглись специальному детальному изучению [154]. Несмотря на изменчивость состава этих рентгеноаморфных коллоидов, Н. П. Юшкин считает возможным выделить их в ранге самостоятельного минералоидного вида под названием «алферсульфониты» [62, с. 124].

В дальнейшем А. А. Иевлев попытался определить структуру пайхойских коллоидов с помощью прямого метода микродифракции электронов

с последующим расчетом структурного фактора. Он пришел к выводу, что дисперсная фаза этих коллоидов представлена очень мелкими полимерными субъединицами размером в среднем всего 4 Å. «Молекулы полимера формируют слои с квадратной сеткой укладки молекул-шаров, причем каждый последующий слой молекул укладывается в лунки предыдущего слоя» [39, с. 54].

В общем, в результате работ Н. П. Юшкина и А. А. Иевлева вырисовывается следующая цепочка процессов гипергенного минералообразования (с частичным наложением друг на друга процессов, изображенных как последовательные).

1. Сначала происходит морозное физическое выветривание, превращающее черные сланцы в труху — тонкодисперсные продукты разрушения [38, с. 16].<sup>17</sup> На этой стадии минеральный состав в основном наследуется от исходного субстрата. Впрочем, отделить эту стадию от последующих, с интенсивными процессами выщелачивания, практически невозможно.

2. Дезинтеграция породы создает условия для интенсивного окисления пирита. Это ведет к формированию сернокислых Fe-сульфатных и Fe-Al-сульфатных гидрозолей.

3. По мере испарения воды из этих гидрозолей начинается кристаллизация сульфатов Fe и реже — сульфатов Fe-Al. Среди них описаны следующие минералы.

**Ярозит**  $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$  установлен под электронным микроскопом только в составе желтых и ржаво-бурых железистых гидрозолей в виде кубических и таблитчатых частиц размером 0.3—1.5 мкм. Очевидно, что для формирования ярозита нужен был калий, которого в нижевизейских силицитах очень мало.

**Мелантерит**  $FeSO_4 \cdot 7H_2O$  образует параллельно-волоконистые агрегаты бледного голубовато-зеленого цвета с длиной волокон до 9 мм.

**Роценит**  $FeSO_4 \cdot 4H_2O$  является естественным продуктом обезвоживания мелантерита, обычно имеет снежно-белый цвет и наследует волоконистую структуру мелантерита либо образует налеты и корочки на поверхности черных сланцев.

**Копиапит**  $Fe^{2+}Fe_3^{3+}e \cdot [SO_4]_6(OH)_2 \cdot 20H_2O$  оказался широко распространенным минералом. Поскольку в нем часть Fe окислена, очевидно, что это более поздний минерал по сравнению с мелантеритом и роценитом. Он отличается эффектным светло-желтым цветом, образуя корочки и комочки.

**Кокимбит**  $Fe_2[SO_4]_3 \cdot 9H_2O$  представлен снежно-белыми комкообразными агрегатами. Он явно образуется по копиапиту, так как наблюдались глобулярные агрегаты бледно-зеленого цвета, в центре сложенные зеленовато-желтым копиапитом, а по периферии — кокимбитом.

Сульфат Al и Fe представлен редким минералом **галотрихитом**  $FeAl_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$  в виде сплошных снежно-белых корочек, которые сложены сферами радиально-лучистого строения размером в несколько миллиметров.

<sup>17</sup> На самом деле, как мы видим, полная дезинтеграция породы (образование ОПП-2) — процесс гораздо более поздний.

4. Вероятно, параллельно с осаждением сульфатов свободная  $H_2SO_4$  растворяет и фосфатное вещество конкреций, поэтому просачивающиеся растворы обогашаются фосфат-ионом. Так формируются уникальные по составу и облику вязкие железо-фосфато-сульфатные гидрозольи цвета от винно-красного до желтого, застывающие в канифолеподобную массу уже при температурах 12—14 °С. В этих гидрозольях концентрация солей достигает 572.5 г/л [38, с. 21].

5. Затем из этих растворов иногда кристаллизуется редкий фосфосульфат железа **дестинезит (диадохит)**  $Fe_2PO_4[SO_4](OH) \cdot 5H_2O$  на поверхности обломков пород, по трещинкам в порых. Минерал кремово-белый или зеленоватый, часто заметно пористый. Этот минерал из коллекции Н. П. Юшкина был диагностирован А. А. Иевлевым и Л. Л. Ширяевой [46].

6. Если на стадии образования фосфатных Al-гидрозолей в них поступает достаточное количество  $Ca^{2+}$  (например, при сернокислотном растворении известняков), то может образоваться **крандаллит**  $CaAl_3[PO_4]_2(OH)_5 \cdot H_2O$ , который встречается либо самостоятельно, либо в составе канифолеподобных фосфатных гидрогелей.

Что же касается вавеллита, варисцита и бирюзы, то вслед за А. А. Беляевым [5] А. А. Иевлев считает эти минералы гидротермальными и, следовательно, исключает их из ряда гипергенного минералообразования. Такая трактовка для конкретного участка Варкашор на правом берегу р. Силоваяха вполне правдоподобна, ибо вавеллит и варисцит здесь найдены в нефосфатных отложениях  $D_3^1$  (а не  $C_1V_1$ ). Здесь вероятным источником фосфора были фосфатоносные черные сланцы оюской свиты силура. Также и бирюза в среднем течении р. Силоваяха обнаружена в выщелоченных кремнях  $D_3^2$ , в ассоциации с гидротермальными сульфидами, а не в черных пористых породах, характерных для отложений  $C_1V_1$ .

### Глава 3. ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Известно, что термин «редкие элементы» понимается слишком неоднозначно; часто употребляемый термин «микроэлементы» нехорош потому, что он давно преокупирован в агрохимии, где относится только к совершенно конкретной группе элементов-микроудобрений (медь, цинк, марганец, бор, кобальт); термин «аксессуарные элементы» (который очень любили цензоры Главлита в совсем недавние времена) просто нелеп; термин «малые элементы» хорош, но тоже понимается по-разному. По всем этим причинам наиболее удобно употреблять нейтральный термин свободного пользования — «элементы-примеси», договорившись понимать под таковыми элементы с низкими кларками (например, меньше 1 %) в отличие от элементов породообразующих. Ничто не мешает, зафиксировав понятие об элементах-примесях, разделять их далее на группы по величине кларков; например, на малые (1.0—0.01 %), редкие (0.01—0.0001 %) и ультраредкие (меньше 0.0001 %) [108, с. 109]. Другим основанием для разделения (типизации) может быть, в духе традиции В. Гольдшмидта в геохимии, преобладающее свойство элементов, например литофильные, халькофильные, сидерофильные. В этом отношении мы считаем весьма удачной систематику А. И. Перельмана [69], которую мы уже не раз использовали при описании геохимии углей и черных сланцев [128]. Эта систематика используется нами и в данной работе.

#### 3.1. Типичные катионогенные литофилы

##### *Рубидий и цезий*

Массовые определения рубидия были сделаны в процессе рентгенорадиометрического определения целой группы элементов, включающей уран, торий, свинец, рубидий и стронций. Все эти элементы определялись во ВСЕГЕИ на установке АРФ.

Распределение Rb в палеозойском разрезе показано ниже. Эти данные позволяют определить местный геохимический фон<sup>1</sup> рубидия и сравнить с мировыми субкларками по литотипам [135]:

---

<sup>1</sup> Здесь и далее имеются в виду медианные содержания, определенные по совокупности сборных проб, такие средние ближе всего отвечают понятию геохимического фона.

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	48 ± 5	35 ± 5
Терригенные и туфогенные	92 ± 8	80 ± 20
Карбонатные	36 ± 5	8 ± 5

Как видим, пайхойские черные сланцы, в особенности их карбонатные литотипы, обеднены рубидием по сравнению с мировыми субкларками. Причина состоит, скорее всего, в общей высокой кремнистости пайхойского разреза, ибо содержания Rb отчетливо контролируются количеством глинистого вещества в породах (табл. 46). Абсолютный минимум Rb (1—5 г/т) приходится на визейские и серпуховские карбонаты, абсолютный максимум (160 ± 40 г/т) — на падейские глинистые сланцы. В остальных подразделениях рубидия тем больше, чем больше его носителя — глинистого (точнее, гидрослюдистого) вещества. По этой причине ощутимые содержания рубидия зафиксированы в ордовикских и нижнепермских глинистых карбонатах. Содержание Rb в кремнисто-глинистых сланцах всегда оказывается промежуточным между крайне убогим в кремнях и фтанитах (~ 10 г/т) и кларковым в глинистых сланцах и составляет от 30 до 90 г/т. Вследствие четкой локализации в глинистом веществе Rb дает сильные корреляционные связи с двумя другими элементами глинистого вещества — торием и бором, иногда с барием и фтором (в ордовике — см. рис. 49, 50), а в отложениях D<sub>3</sub> даже с Hg.

Цезий определялся И. В. Козыревой методом нейтронно-активационного анализа в ограниченном числе проб (28, из которых 3 сборных):

Содержание, г/т

Существенно кремнистые породы . . . . .	1.2 (0.2—9.7)
Существенно карбонатные породы . . . . .	0.7
Визейский фосфорит . . . . .	0.5

Найденные содержания заметно ниже мирового кларка Cs для черных сланцев (4.5 ± 0.5) и соответствующих субкларков по литотипам [135, с. 23]. Аномальное содержание Cs (9.7 г/т) отмечено в среднекарбонатовом глинисто-кремнистом сланце (обр. Ка38/643), в котором повышено и содержание Rb (156.9 г/т). Это тем более удивительно, что порода все же заметно кремнистая, ГМ = 0.19. Приходится допустить, что содержащаяся в ней глинистая примесь обогащена цезием и рубидием, что логично связывать с вулканогенной природой этой примеси. В выборке кремнистых сланцев (n = 23) Cs обнаруживает значимые корреляционные связи с породообразующими и редкими элементами, тяготеющими к глинистому веществу, а именно с K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb, Th. Очевидно, что, подобно Rb, цезий содержится в глинистом веществе.

### Стронций

Известно, что кларк Sr в карбонатных породах (300—400 г/т) значительно выше, чем в терригенных и кремнистых. Да и в этих последних (особенно в песчаниках) значительная часть Sr также связана с карбонатным веществом. В глинистых минералах ощутимых количеств

Фоновые содержания Rb ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 25 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т

Возраст	Объединенные группы литотипов			
	Код подразделения	Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
O <sub>2</sub>	1		70 ± 30	
	2		25 ± 5	
O <sub>3</sub>	3			30 ± 10
	4		80 ± 20	
	5			
	6			25 ± 5
S—D <sub>1</sub>	7	35 ± 5		
	8	65 ± 25		
	9			10 ± 5
	10	90 ± 10		
D <sub>2</sub>	11		160 ± 40	5 ± 3
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> —D <sub>3</sub> <sup>1-1</sup>	12			
	13		80 ± 20	
	14		7 ± 5	
	15	10 ± 5		
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> —C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	16		30 ± 10	
	17			15 ± 10
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	18	5 ± 3		
	19	60 ± 10		
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	20			5 ± 5
	21	10 ± 5		
	22			1.5 ± 0.5
C <sub>2</sub> —P <sub>1</sub>	23			
	24		80 ± 20	
	25			4 ± 2
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	26		80 ± 20	
	27			
	28			20 ± 5

Примечание. Здесь и в аналогичных таблицах коды литостратиграфических единиц: 1 — сланцы кремнисто-глинистые, 2 — сланцы карбонатно-глинистые, 3 — карбонатные породы, 4 — сланцы кремнисто-глинистые, 5 — сланцы глинистые, 6 — карбонатные породы, 7 — сланцы кремнистые, 8 — сланцы глинисто-кремнистые, 9 — карбонатные породы, 10 — сланцы глинисто-кремнистые, 11 — сланцы кремнисто-глинистые и глинистые, 12 — карбонатные породы, 13 — сланцы кремнисто-глинистые, 14 — сланцы карбонатно-глинистые; 15 — фтаниты, сланцы кремнистые и глинисто-кремнистые, 16 — яшмоиды, 17 — карбонатные породы; 18 — сланцы кремнистые и фтаниты, 19 — сланцы глинисто-кремнистые, 20 — карбонатные породы; 21 — сланцы кремнистые, 22 — карбонатные породы; 23 — фтаниты, сланцы кремнистые и глинисто-кремнистые, 24 — сланцы глинистые, 25 — карбонатные породы; 26 — сланцы кремнисто-глинистые, 27 — сланцы глинистые, 28 — карбонатные породы.

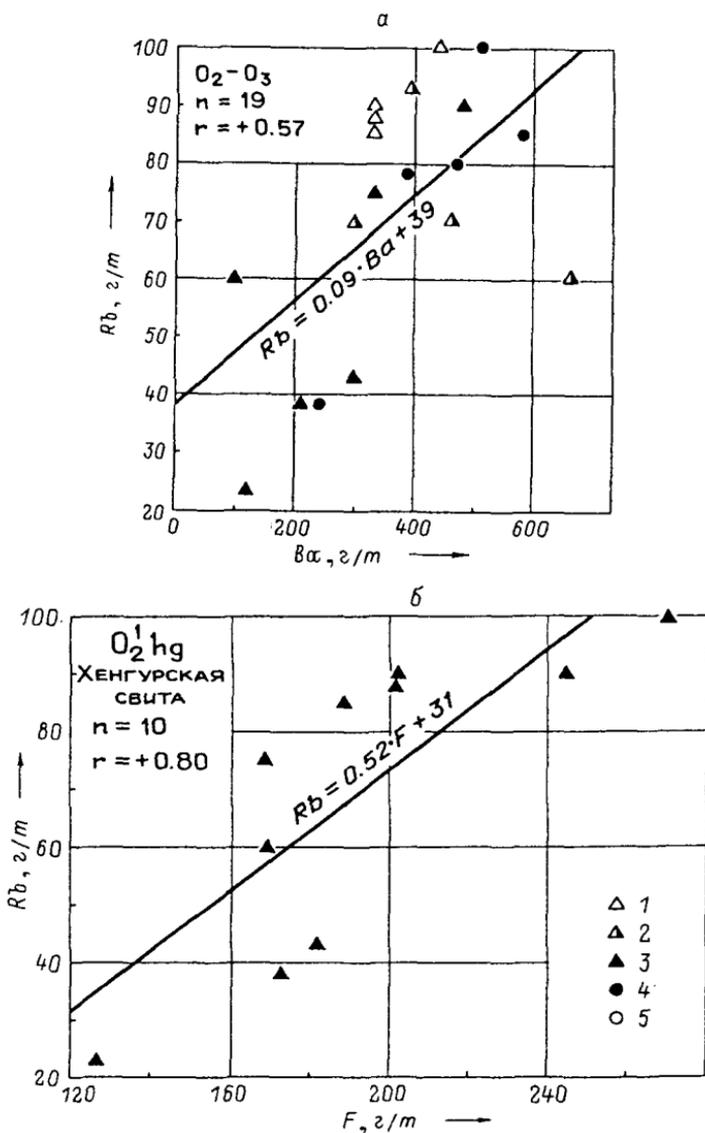


Рис. 49. Корреляция Rb-Ba, отложения  $O_2-O_3$  (а) и Rb-F, отложения  $O_2hg$  (б).

1 — фтаниты (гипер- и суперсилиты, ГМ < 0.10); 2 — слабоглинистые фтаниты (нормосилиты, ГМ 0.11—0.20); 3 — глинистые фтаниты (миосилиты, ГМ 0.21—0.30); 4 — глинистые сланцы (сиаллиты, ГМ 0.31—0.55); 5 — карбонатные породы (карбонатолиты,  $CO_2 > 20\%$ ).

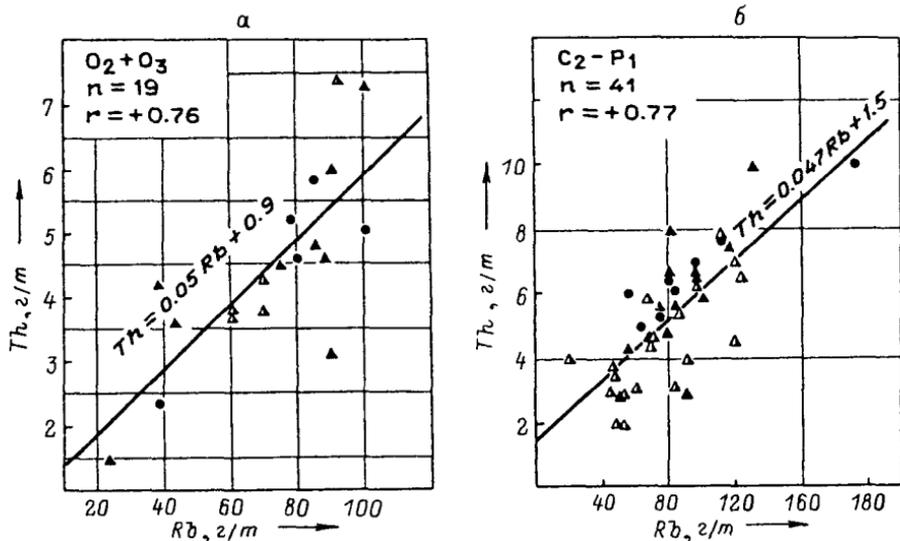


Рис. 50. Корреляция Rb-Th, отложения O<sub>2</sub> + O<sub>3</sub> (а) и C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub> (б).

Усл. обозн. см. рис. 49.

стронция можно ожидать только там, где имеется кальций, например в монтмориллонитах. В остальных глинистых минералах стронций содержится только в сорбированной форме, но количество этой формы невелико.

Однако и то количество стронция, которое содержится в карбонатных породах, намного ниже первичных содержаний Sr в карбонатных осадках. В первично кальцитовых (в особенности в магнезиально-кальцитовых) осадках содержится 1000—1400 г/т, а в первично арагонитовых — 5000—9000 г/т стронция. В настоящее время доказано, что большая часть первичного Sr карбонатных осадков сбрасывается в поровые воды в процессах диагенеза и покидает осадок. Однако в тех случаях, когда карбонатная седиментация быстро прерывалась терригенной, возникали условия, затрудняющие диагенетическую трансформацию вещества — «закрытые системы» диагенеза. В таких системах, т. е. в тонких пластах известняков, зажатых между сланцами, могла сохраняться значительная часть первичного стронция карбонатного осадка, давая в итоге геохимическую аномалию. Такие аномалии, обязанные сохранению в породах либо остатков метастабильных минералов (Mg-кальцит, арагонит), либо наследующих им Sr-кальцита, целестина или стронцианита, мы назвали *реликтовыми*. Было доказано широчайшее распространение реликтовых аномалий Sr в большинстве разрезов терригенно-карбонатного типа [137]. Мы напомнили здесь эти представления потому, что без них нельзя правильно интерпретировать особенности распределения стронция в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах.

Многочисленные определения Sr выполнялись разными методами в лабораториях Сыктывкара, Воркуты и Ленинграда, но неизменно с хоро-

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	48 ± 5	35 ± 5
Терригенные и туфогенные	92 ± 8	80 ± 20
Карбонатные	36 ± 5	8 ± 5

Как видим, пайхойские черные сланцы, в особенности их карбонатные литотипы, обеднены рубидием по сравнению с мировыми субкларками. Причина состоит, скорее всего, в общей высокой кремнистости пайхойского разреза, ибо содержания Rb отчетливо контролируются количеством глинистого вещества в породах (табл. 46). Абсолютный минимум Rb (1—5 г/т) приходится на визейские и серпуховские карбонаты, абсолютный максимум ( $160 \pm 40$  г/т) — на падейские глинистые сланцы. В остальных подразделениях рубидия тем больше, чем больше его носителя — глинистого (точнее, гидрослюдистого) вещества. По этой причине ошутимые содержания рубидия зафиксированы в ордовикских и нижнепермских глинистых карбонатах. Содержание Rb в кремнисто-глинистых сланцах всегда оказывается промежуточным между крайне убогим в кремнях и фтанитах ( $\sim 10$  г/т) и кларковым в глинистых сланцах и составляет от 30 до 90 г/т. Вследствие четкой локализации в глинистом веществе Rb дает сильные корреляционные связи с двумя другими элементами глинистого вещества — торием и бором, иногда с барием и фтором (в ордовике — см. рис. 49, 50), а в отложениях  $D_3$  даже с Hg.

Цезий определялся И. В. Козыревой методом нейтронно-активационного анализа в ограниченном числе проб (28, из которых 3 сборных):

Содержание, г/т

Существенно кремнистые породы . . . . .	1.2 (0.2—9.7)
Существенно карбонатные породы . . . . .	0.7
Визейский фосфорит . . . . .	0.5

Найденные содержания заметно ниже мирового кларка Cs для черных сланцев ( $4.5 \pm 0.5$ ) и соответствующих субкларков по литотипам [135, с. 23]. Аномальное содержание Cs (9.7 г/т) отмечено в среднекарбонатовом глинисто-кремнистом сланце (обр. Ка38/643), в котором повышено и содержание Rb (156.9 г/т). Это тем более удивительно, что порода все же заметно кремнистая,  $GM = 0.19$ . Приходится допустить, что содержащаяся в ней глинистая примесь обогащена цезием и рубидием, что логично связывать с вулканогенной природой этой примеси. В выборке кремнистых сланцев ( $n = 23$ ) Cs обнаруживает значимые корреляционные связи с породообразующими и редкими элементами, тяготеющими к глинистому веществу, а именно с  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ , Rb, Th. Очевидно, что, подобно Rb, цезий содержится в глинистом веществе.

### Стронций

Известно, что кларк Sr в карбонатных породах (300—400 г/т) значительно выше, чем в терригенных и кремнистых. Да и в этих последних (особенно в песчаниках) значительная часть Sr также связана с карбонатным веществом. В глинистых минералах ошутимых количеств

**Фоновые содержания Rb ( $Me \pm \sigma_{Me}$ ) в 25 литостратиграфических подразделениях  
сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т**

Возраст	Объединенные группы литотипов			
	Код подразделения	Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
O <sub>2</sub>	1		70 ± 30	
	2		25 ± 5	
O <sub>3</sub>	3		80 ± 20	30 ± 10
	4			
	5			
	6			
S-D <sub>1</sub>	7	35 ± 5		25 ± 5
	8	65 ± 25		
D <sub>2</sub>	9			10 ± 5
	10	90 ± 10		
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> -D <sub>3</sub> <sup>1-1</sup>	11		160 ± 40	5 ± 3
	12			
	13		80 ± 20	
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	14		7 ± 5	
	15	10 ± 5		
	16		30 ± 10	
	17			15 ± 10
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	18	5 ± 3		
	19	60 ± 10		
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	20			5 ± 5
	21	10 ± 5		
C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	22			1.5 ± 0.5
	23			
	24		80 ± 20	
25				
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	26			4 ± 2
	27		80 ± 20	
	28			

Примечание. Здесь и в аналогичных таблицах коды литостратиграфических единиц: 1 — сланцы кремнисто-глинистые, 2 — сланцы карбонатно-глинистые, 3 — карбонатные породы, 4 — сланцы кремнисто-глинистые, 5 — сланцы глинистые, 6 — карбонатные породы, 7 — сланцы кремнистые, 8 — сланцы глинисто-кремнистые, 9 — карбонатные породы, 10 — сланцы глинисто-кремнистые, 11 — сланцы кремнисто-глинистые и глинистые, 12 — карбонатные породы, 13 — сланцы кремнисто-глинистые, 14 — сланцы карбонатно-глинистые; 15 — фтаниты, сланцы кремнистые и глинисто-кремнистые, 16 — яшмоиды, 17 — карбонатные породы; 18 — сланцы кремнистые и фтаниты, 19 — сланцы глинисто-кремнистые, 20 — карбонатные породы; 21 — сланцы кремнистые, 22 — карбонатные породы; 23 — фтаниты, сланцы кремнистые и глинисто-кремнистые, 24 — сланцы глинистые, 25 — карбонатные породы; 26 — сланцы кремнисто-глинистые, 27 — сланцы глинистые, 28 — карбонатные породы.

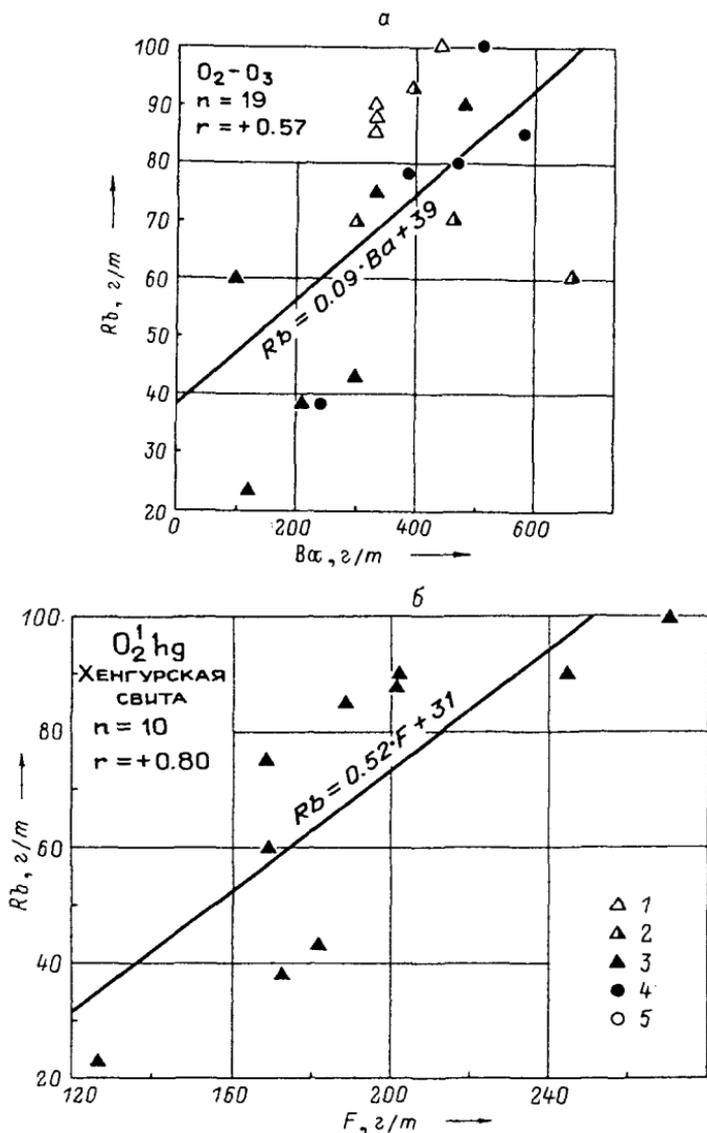


Рис. 49. Корреляция Rb-Ba, отложения  $O_2-O_3$  (а) и Rb-F, отложения  $O_2hg$  (б).

1 — фтаниты (гипер- и суперсилиты, ГМ < 0.10); 2 — слаболинейные фтаниты (нормосилиты, ГМ 0.11—0.20); 3 — глинистые фтаниты (миосилиты, ГМ 0.21—0.30); 4 — глинистые сланцы (сиаллиты, ГМ 0.31—0.55); 5 — карбонатные породы (карбонатолиты,  $CO_2 > 20\%$ ).

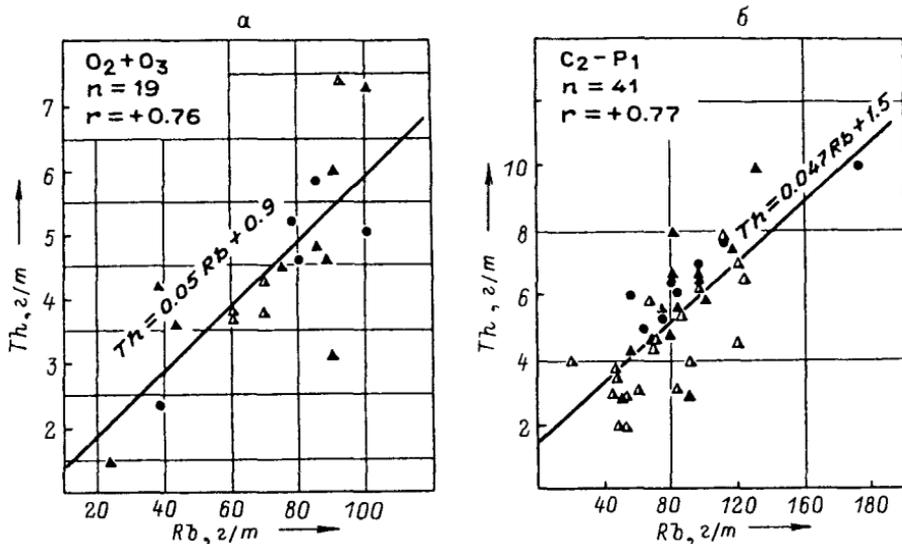


Рис. 50. Корреляция Rb-Th, отложения O<sub>2</sub>+O<sub>3</sub> (а) и C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub> (б).

Усл. обозн. см. рис. 49.

стронция можно ожидать только там, где имеется кальций, например в монтмориллонитах. В остальных глинистых минералах стронций содержится только в сорбированной форме, но количество этой формы невелико.

Однако и то количество стронция, которое содержится в карбонатных породах, намного ниже первичных содержаний Sr в карбонатных осадках. В первично кальцитовых (в особенности в магнезиально-кальцитовых) осадках содержится 1000—1400 г/т, а в первично арагонитовых — 5000—9000 г/т стронция. В настоящее время доказано, что большая часть первичного Sr карбонатных осадков сбрасывается в поровые воды в процессах диагенеза и покидает осадок. Однако в тех случаях, когда карбонатная седиментация быстро прерывалась терригенной, возникали условия, затрудняющие диагенетическую трансформацию вещества — «закрытые системы» диагенеза. В таких системах, т. е. в тонких пластах известняков, зажатых между сланцами, могла сохраняться значительная часть первичного стронция карбонатного осадка, давая в итоге геохимическую аномалию. Такие аномалии, обязанные сохранению в породах либо остатков метастабильных минералов (Mg-кальцит, арагонит), либо наследующих им Sr-кальцита, целестина или стронцианита, мы назвали *реликтовыми*. Было доказано широчайшее распространение реликтовых аномалий Sr в большинстве разрезов терригенно-карбонатного типа [137]. Мы напомнили здесь эти представления потому, что без них нельзя правильно интерпретировать особенности распределения стронция в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах.

Многочисленные определения Sr выполнялись разными методами в лабораториях Сыктывкара, Воркуты и Ленинграда, но неизменно с хоро-

Фоновые содержания Sr ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 24 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
O <sub>2</sub>	1		120 ± 50	
	2		300 ± 100	
	3			800 ± 70
O <sub>3</sub>	4		100 ± 50	
	5		300 ± 100	
	6			740 ± 50
S-D <sub>1</sub>	7	100 ± 30		
	8	50 ± 10		
	9			480 ± 110
D <sub>2</sub>	10	50 ± 10		
	11		50 ± 10	
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> -D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	12			380 ± 60
	13		20 ± 10	
	14		40 ± 10	
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	15	20 ± 10		
	16		350 ± 50	
	17			220 ± 40
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	18	20 ± 10		
	19	50 ± 30		
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	20			345 ± 50
	21			
	22			1100 ± 170
C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	23			
	24		} 50 ± 20	
	25			530 ± 40
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	26			
	27			
	28			870 ± 60

шей сходимостью, что позволяло усреднять результаты, не опасаясь систематических ошибок. Основная часть анализов сделана количественным спектральным (эмиссионным) и рентгенорадиометрическим методами.

Данные распределения фоновых содержаний Sr в палеозойском разрезе позволяют сравнить местный геохимический фон Sr с мировыми субкларками по литотипам:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	150 ± 20	50 ± 10
Терригенные и туфогенные	210 ± 10	110 ± 50
Карбонатные	480 ± 20	530 ± 60

Как видно, кремнистые и терригенные черные сланцы Пай-Хоя намного беднее стронцием по сравнению с мировыми субкларками, тогда как стронциеносность карбонатных пород околоскларковая. Видимо, в целом карбонатность кремнистых и глинистых литотипов наших черных сланцев значительно ниже мировой.

В среднеордовикских отложениях палиноровой формации среднее содержание Sr в карбонатно-кремнисто-глинистых сланцах составляет около 120 г/т. Значительно выше содержание Sr в тонких прослоях известковых алевролитов или алевролитистых известняков, зажатых между сланцами, — до 1000—1500 г/т. В таких прослоях даже по сборным пробам содержания Sr существенно выше кларкового, а по частным пробам они достигают 3—4 кларков (табл. 48). В то же время в сопчинской свите  $O_3^1$ , где карбонатных пород уже гораздо больше, а мощность их пластов становится значительной, содержания Sr снижаются до кларкового уровня. Очень интересной особенностью хенгурской свиты  $O_2^1$  является обогащение стронцием некоторых кремнисто-карбонатных конкреций (табл. 49). Поскольку нелегко представить какой-нибудь механизм концентрации Sr в карбонатных конкрециях, мы допускаем, что дело здесь в очень ранней литификации этих конкреций. Видимо, в них мигрировало в первую очередь кремнистое вещество, которое как бы консервировало стронциеносные карбонаты вмещающей породы, предохраняя их от потери стронция в ходе дальнейшего диагенеза.

Представляет интерес сравнение кислотно-растворимого Sr (смесь  $HCl + HNO_3$ ), определенного атомно-абсорбционным методом, и валового Sr, определенного количественным спектральным анализом или рентгенрадиометрическим методом. Если эти содержания совпадают (конечно, с учетом ошибки воспроизводимости), то это означает, что практически весь стронций породы присутствует в карбонатной форме. Если валового стронция заметно больше, то часть стронция должна присутствовать в некарбонатных формах, например в составе глинистого вещества или целестина. В ордовикских известняках практически весь стронций карбонатный, но в сланцах и в известковых алевролитах заметную долю его составляет и некарбонатный стронций. Максимальное содержание некарбонатного стронция показала кремнисто-карбонатная конкреция, что позволяет допустить присутствие в ней целестиновой фазы.

Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы падейской свиты  $D_2$  несут кларковые концентрации Sr, причем довольно отчетливо распадаются на две группы со средними содержаниями около 30—40 и 70—100 г/т. Создается впечатление, что вторая группа отвечает баритоносному интервалу разреза. Если это действительно так, то можно будет использовать стронций в сланцах для поисков баритов. Правдоподобность этого подтверждается присутствием стронция в баритовых и барийсодержащих конкрециях.

Действительно, в ряде конкреций содержания Sr составляют 1000—1500 г/т (табл. 50). Для существенно баритовых конкреций такие содержания могли бы относиться за счет стронция, изоморфно входящего в барит либо присутствующего в виде малой примеси целестиновой фазы. Однако аномалии встречены и в других типах конкреций со сравнительно невысокими содержаниями Ba: пирит-кварц-шамозит-карбонатных и пи-

Средние повышенные содержания Sr в карбонатных и мергельных породах ордовика Центрального Пай-Хоя (по сборным пробам)

Номер пробы	Порода	Возраст	n	CO <sub>2</sub> , %	Sr, г/т
Хэ-1В	Сланцы карбонатно-кремнисто-глинистые	O <sub>2</sub> hg	5	11.22	685
Хэ-1Г	Сланцы кремнисто-глинисто-карбонатные	»	4	16.94	1060
Хэ-2АА	То же	O <sub>3</sub> sp	2	17.03	670
Хэ-8А	» »	O <sub>2</sub> <sup>1</sup> tb	8	18.57	750
Хэ-9А	Алевриты известковые	»	17	19.67	765
Хэ-9АА	То же	»	5	15.55	765
Хэ9Б	Известняки алевритовые (алевромергели)	»	29	21.20	920
Хэ-9В	Известняки глинистые (мергели)	»	9	17.75	750
Хэ-10А	То же	O <sub>3</sub> sp	7	34.76	730
Хэ-10Г	» »	»	5	19.18	750

Примечание. Здесь и в аналогичных таблицах n — число частных проб, вошедших в сборную.

рит-карбонатных. Если в существенно баритовых конкрециях отношение Sr : Ba составляет 1 : 108 — 1 : 351 (в среднем около 1 : 200), то в карбонатных и пирит-карбонатных оно на один-два порядка выше. Например, в обр. Ka15/179 (характерная лепешка длиной 30 и толщиной 5 см), в котором не более 1 % барита, 54 % кальцита и 11 % пирита, отношение Sr : Ba составляет 1 : 5 при содержании Sr 1200 г/т. Ясно, что барит не может обеспечить такое содержание стронция. Форма нахождения его в таких конкрециях пока неизвестна. Но факт накопления стронция указывает на то, что и содержание его в субстрате конкреций — глинистых сланцах — было повышенным. Вполне вероятно, что бариеносные экскаляция на дне девонского моря [147] содержали и примесь стронция, который рассеивался в глинистых осадках и потом мог концентрироваться в конкрециях как в составе барита, так и в других формах.

Заметим, что в падейской свите известняки, которых довольно много в нижней части разреза, не показывают вышекларковых накоплений Sr, несмотря на то что часто залегают в виде маломощных пластов в сланцах. Объяснение этому может быть таким же, как и для известняков оюской свиты.

В пределах кларков находятся и содержания Sr в ритмичной флишовой толще D<sub>2</sub><sup>2</sup> — D<sub>3</sub><sup>1-1</sup>. Большие вариации связаны с переменным количеством карбонатной примеси в породах. Поэтому в кремнистых сланцах содержания Sr иногда даже меньше 10 г/т, в более карбонатных, кремнисто-глинистых — до 70—80 г/т. Аналогичная картина наблюдается и для фтанитовой формации D<sub>3</sub><sup>2</sup> — C<sub>1</sub><sup>1</sup>. Различные силициты (фтаниты, фтанитиды, кремнистые сланцы) несут содержания Sr от ничтожно малых на уровне от 3—5 до 50—60 г/т со средним около 20 г/т, а кремнистые известняки — 200—350 г/т со средним около 250 г/т.

Любопытно, что геохимический фон фаменских яшмоидов (№ 16 в табл. 47) даже выше, чем в известняках: 350 ± 50 против 220 ± 40 г/т. Причина такого обогащения не очень понятна.

Аномальные содержания Sr в карбонатных и мергельных породах ордовика  
Центрального Пай-Хоя

Номер породы	Порода (полевое определение)	Возраст	Мощность, см	Sr, г/т
2258	Алевритовый известняк с текстурой оползания	O <sub>2</sub> <sup>2</sup> tb	7—9	845
2267	Мергель	»	15	1130
2323	Известняк с обильным пиритом	»	3	910
2454	Сланец известковый	O <sub>1</sub> <sup>1</sup> hg	8—10	1365
2457	То же	»	8.5	950
2462	»	»	12.5—5.0	1150
2471	Известняк алевритовый с текстурой оползания	»	4—5	1150
2474	То же	»	3	1140
2479	Известковый алевролит	»	15	850
2482	Сланец известковый	»	15	1080
2484	Известковый алевролит	»	4—5	870
2486	Сланец известковый	»	15—20	1210
2445	Известняк алевритовый	»	6	1000
2493	Конкреции с пиритом 15—17 × 7—8 × 4 см	»	—	1670
2494	Обломок конкреции с поперечником 12 см, длиной менее 50 см	»	—	1550
2495	Конкреция 12 × 10 × 5 см	»	—	1775
2729	Обломок мегаконкреции с пиритом 45 × 35 × 20 см	»	—	910

Таблица 50

Аномальные содержания Sr в карбонатных, пирит-карбонатных  
и существенно баритовых конкрециях падейской свиты, %

Номер пробы	Материал	Н. о.	CO <sub>2</sub>	Sr	Ba	S	Sr/Ba · 10
Существенно карбонатные конкреции							
Kal 5/180	Конкреция 60 × 15 см	17.69	35.92	0.07	0.3	0.33	2.3
Пирит-карбонатные конкреции							
Kal 5/179	Конкреция 30 × 5 см	37.40	24.18	0.12	0.66	5.85	1.8
Kal 5/187	»	39.34	23.50	0.10	3.1	4.13	3.0
Kal 5/220	» 20—30 × 10—20 × 1—3 см	43.66	18.75	0.14	0.3	12.96	4.7
Существенно баритовые конкреции с пиритом							
Kal 15/161	Конкреция 50 × 50 см	66.64	8.93	0.14	20.25	?	0.06
Kal 5/172	»	76.72	6.92	0.12	26.0	10.96	0.05
Kal 5/173	»	81.66	6.37	0.34	41.6	11.22	0.09
Kal 5/174	» 10 × 2 см	87.54	3.58	0.18	39.6	11.35	0.04
Kal 5/213	»	66.36	10.17	0.14	15.2	13.72	0.09
Kal 5/221	» 20—30 × 10—20 × 1—3 см	88.48	2.07	0.15	37.2	14.78	0.04

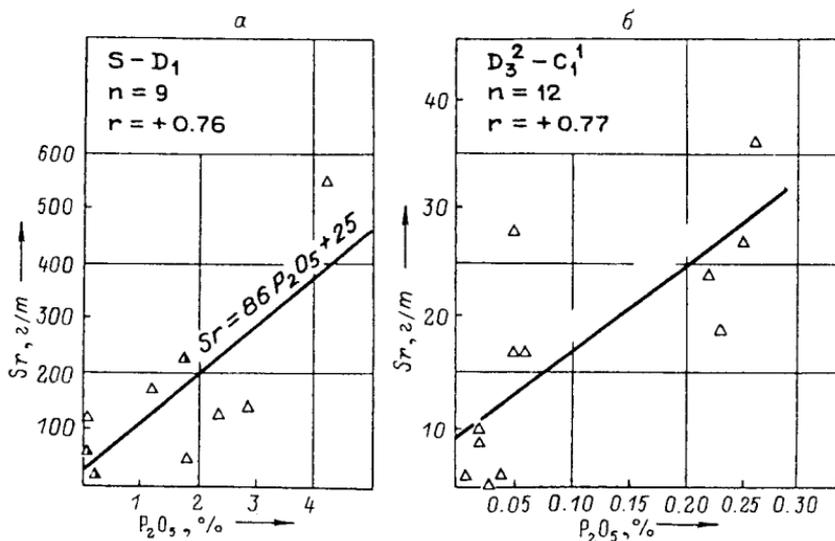


Рис. 51. Корреляция Sr- $P_2O_5$ , отложения S-D<sub>1</sub> (а) и отложения D<sub>3</sub><sup>2</sup>-C<sub>1</sub><sup>1</sup> (б).

В черных сланцах нижнего визе среднее содержание Sr заметно увеличивается (~ 50 г/т), что можно связывать с их повышенной глинистостью и фосфатностью. Фосфат является реальным носителем Sr, что видно из высоких содержаний Sr в фосфоритовых конкрециях, достигающих 1000 г/т и более. Заметим, что фосфат может контролировать содержание стронция в двух противоположных ситуациях: как в фосфатоносных черных сланцах (силур, рис. 51, а), так и, напротив, в силицитах с очень низкими содержаниями фосфата (фамен-турне, рис. 51, б). В обоих случаях корреляция Sr- $P_2O_5$  возникает оттого, что фосфат здесь является практически единственным носителем стронция. При появлении в породах карбоната связь стронция с фосфатом «смазывается» и становится незаметной, как в большинстве других литостратиграфических подразделений. Визейские фтаниты, как и девонские, бедны стронцием (нередко менее 10 г/т). Выявленная в визейских слоях группа аномалий Sr в кремнистых сланцах связана с эпигенетическими процессами: аномалии отмечены в выщелоченных, пористых и трещиноватых породах. Эти обогащения могли возникнуть при миграциях стронцийсодержащего фосфата.

На кларковом уровне находятся содержания стронция в толще окских детритовых известняков, переслоенных небольшими пачками кремнисто-глинистых черных сланцев. Резкий контраст с нею представляет залегающая выше серпуховская толща, представляющая собой единый стронциеносный горизонт. По типам серпуховских карбонатов средние содержания Sr меняются от 1700 г/т в детритовых и слоистых известняках до 2800 г/т в глазковых известково-доломитовых породах. При расчетах средних значений были исключены резкие аномалии, превышающие 1%. Например, на речке Сесияю в пробе мраморовидного известняка Cel6/2145

непосредственно около карбонатной брекчии найдено 2 % стронция. В другом пласте мощностью 0,3 м (пр. Сел8/2155) обнаружено 1,2 % Sr. Однако такие содержания нетипичны; чаще всего содержания Sr во всех типах серпуховских карбонатов укладываются в интервал 0,10—0,30 % с общим средним, близким к 0,25 %, или 2500 г/т. Интересной особенностью серпуховской толщи является постоянное присутствие в породах небольших количеств серы при полном отсутствии сульфидов. Эта сера, вообще говоря, могла бы входить в состав барита, целестина, гипса или ангидрита. Определенную информацию о возможных формах серы (и стронция) дают сравнения кислоторастворимых и валовых концентраций стронция, как это описано выше для ордовика. В ряде случаев разница содержаний достигала 30—50 % по отношению к валовому стронцию; в таких случаях можно допускать присутствие аксессуарных количеств целестина. К сожалению, в шлифах целестин ни разу не был встречен. Н. П. Юшкин [147] предполагает, что в серпуховских «мраморизованных известняках» Sr находится в форме стронцианита. Присутствие сульфата кальция можно предполагать в тех случаях, когда нормативный пересчет выявляет нехватку  $\text{CO}_2$  для полного насыщения окислов CaO, MnO, MgO, FeO. К сожалению, эта нехватка (хотя и наблюдалась очень часто) слишком мала по абсолютной величине, так что вполне соизмерима с ошибкой определения  $\text{CO}_2$ ; поэтому нельзя использовать ее как доказательство присутствия в породах сульфата кальция, хотя такое присутствие вполне возможно.

В залегающей выше черносланцевой толще  $\text{C}_2$  средние содержания Sr в сланцах примерно такие же, как и в визейских, — около 50 г/т. Здесь также имеются аномалии, составляющие 300—1000 г/т, по-видимому связанные с процессами эпигенетических миграций стронциеносных фосфатов. Однако, кроме того, отмечено и повышенное содержание Sr в средней пачке ( $\text{C}_{2-3}^b$ , по А. С. Микляеву), представленной довольно светлыми зеленовато-серыми слоистыми карбонатными радиоляритами. При содержаниях карбонатного вещества около 25 % здесь фиксируется 600—700 г/т стронция, что явно много для таких пород. Причина этого обогащения, к тому же выявленная по одной сборной пробе, остается непонятной. В плохо изученных отложениях флишоидной формации  $\text{P}_1$  отмечались повышенные содержания Sr в прослоях мергелей. Эти аномалии, как и в ордовике, имеют, вероятно, реликтивно-диагенетическую природу.

Итак, в разрезе палеозоя сланцевой зоны выявлен мощный стронциеносный горизонт серпуховского возраста. Его минимальная мощность 20—30, а максимальная — 80—100 м. Он прослеживается (рис. 52) на огромной территории Пай-Хоя, узнается на Южном острове Новой Земли, присутствует (в ином литологическом облике) и в Лемвинской зоне Урала. К верхам этого горизонта приурочены пластовые бариты, а генетически с ним могут быть связаны эпигенетические месторождения целестина, ибо в нем сконцентрированы огромные массы стронция. Например, в каждом кубометре серпуховских карбонатов содержится 7—9 кг стронция в легкорастворимой, главным образом карбонатной форме. Поэтому серпуховский горизонт может служить неисчерпаемым резервуаром для формирования эпигенетических стронциевых руд.



Рис. 52. Выходы серпуховской толщи на правом берегу р. Кары, выше Карского участка А. С. Микляева. Характерный парагенез частично окремненных известняков с редкими горизонтами глубоководных микростроматолитовых холмов. Внизу на переднем плане — крупная линза кремнистого доломита. Фото М. В. Фишмана.

Возникает вопрос: отчего серпуховская толща сопровождается пластовыми баритами, по всей видимости, ей сингенетичными, но не сопровождается пластовыми целестинами? Причина может заключаться в различиях растворимостей сульфатов и карбонатов Ca, Ba, Sr. При отсутствии заметных количеств Ba в системе «CO<sub>2</sub> + Sr (эксгалиции) — морская вода» может формироваться только SrCO<sub>3</sub>, ибо растворимость его значительно ниже, чем у SrSO<sub>4</sub>. При наличии в системе Ba он будет связывать избыток сульфата в барит, также препятствуя садке целестина. Вообще для садки целестина понадобится очень значительный избыток сульфата, так как прежде должен сформироваться еще и гипс, обладающий меньшей растворимостью, чем целестин. Таким образом, в предполагаемых условиях подводных эксгалиций (поступление в морскую воду BaCl<sub>2</sub>, SrCl<sub>2</sub>, SrHCO<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>) сингенетичное осаждение целестина представляется маловероятным.

### *Барий*

Еще в 1976 г. нами было обнаружено, что отложения Лемвинской зоны на Урале характеризуются повышенными содержаниями Ba, намного превышающими типичный уровень для отложений Елецкой зоны [139]. В дальнейшем это было надежно доказано на большом сравнительном материале по Печорскому Уралу [140]. Стало ясно, что Ba наряду с Mn является элементом-индикатором кремнистых глубоководных отложений лемвинского типа [108, с. 252].

Изучение пайхойского сланцевого разреза полностью подтвердило эти положения. При этом выяснилось, что помимо несомненно повышенного

**Фоновые содержания Ва ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 20 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т**

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
O <sub>2</sub>	1		350 ± 50	
	2		650 ± 50	
	3			240 ± 40
	4		400 ± 50	
O <sub>3</sub>	5		900 ± 100	
	6			160 ± 30
	7			
S-D <sub>1</sub>	8	200 ± 100		
	9			90 ± 30
D <sub>2</sub>	10	4500 ± 1000		
	11		3500 ± 1000	
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> -D <sub>3</sub> <sup>1-1</sup>	12			90 ± 30
	13			
	14			
	15	150 ± 50		
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	16		300 ± 100	
	17			190 ± 40
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	18	200 ± 50		
	19	350 ± 50		
	20			190 ± 100
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	21	100 ± 50		
	22			260 ± 130
	23	3000 ± 1000		
C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	24		100 ± 500	
	25			600 ± 500

местного кларка Ва имеются отдельные горизонты, заметно обогащенные барием по сравнению с геохимическим фоном.

Распределение фоновых содержаний Ва в палеозойском разрезе показано в табл. 51. Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон Ва с мировыми субкларками по следующим литотипам [128]:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	740 ± 70	200 ± 100
Терригенные и туфогенные	560 ± 60	650 ± 100
Карбонатные	540 ± 90	190 ± 70

Как видно, пайхойские черные силициты и карбонаты значительно беднее барием по сравнению с мировыми субкларками, но существенно глинистые черные сланцы несут околосларковые (возможно, даже выше-кларковые) его концентрации.

Таблица 52

## Аномальные содержания Ва в отложениях оюской свиты, %

Номер пробы	Порода	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Н. о.	Ва
1578	Сланец черный кремнистый	0.22	5.72		2.7
1581	То же	0.11	3.70		1.2
1584	» »	0.16	2.12		0.90
1377	Известняк черный (конкреционный)	34.56		16.00	0.37
1381	То же	37.18		9.28	0.10
1579	Известняк темный слоистый	38.28		9.38	0.64
1583	То же (из линзы длиной 1.5— 1.6 м, мощностью до 0.35 м)	38.88		8.90	0.44
1592	Известняк темный слоистый с антраксолитом	37.46		11.48	0.52

Таблица 53

Средние содержания Ва (в %) в глинистых сланцах падейской свиты  
(по сборным пробам)

Номер сборной пробы	Порода	n	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Ва
Ка-18А	Глинистые сланцы, руч. Гумшор	16	1.94	0.31	0.10
Ка-18Б	То же, руч. Марейшор	10	0.18	0.16	0.31
Ка-18В	Кремнисто-глинистые сланцы, р. Кара, выше р. Брусьяха	16	1.80	0.20	0.54
Ка-18Г	Глинистые сланцы, там же	22	0.92	0.24	0.47
Ка-18Д	Кремнисто-глинистые сланцы, руч. Марейшор	7	0.97	1.40	0.53

Таблица 54

## Аномальные содержания Ва в отложениях падейской свиты, %

Номер пробы	Порода	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Ва
Ка15-222	Сланец глинистый	1.23	0.46	0.24
Ка15-231	То же	1.28	0.54	0.33
Ка80-1344	» »	0.35	0.89	0.41
Ка80-1348	Мергель	13.10	0.53	1.5
МШ-130	Сланец глинистый	—		0.45
МШ-159	Мергель	22.05		1.17

В отложениях ордовикской палиноровой формации самыми характерными породами являются «трехкомпонентные» известково-кремнисто-глинистые сланцы. Медианное содержание Ва в них попадает в интервал 300—400 г/т в хенгурской и тальбейтывисской свитах  $O_2$  и в интервал 300—500 г/т в сопчинской свите  $O_3$ . Для глинистых сланцев соответствующие интервалы — 600—700 и 900—1000 г/т. Таким образом, создается впечатление, что по мере увеличения глубоководности отложений, нарастания их кремнистости нарастают и содержания Ва.

В объединенной выборке ордовикских сланцев обнаруживается не сильная, но все же значимая связь Ва—Rb (см. рис. 49, а), показывающая, что вероятным носителем бария является глинистое вещество (а, допустим, не акцессорный барит). Однако в вышележащей толеровой формации S—D<sub>1</sub>, несмотря на резкое преобладание в ней силицитов с незначительной глинистой примесью, средние содержания Ва удерживаются на уровне 600—700 г/т. Например, в сборной пробе Ка-17В, составленной из 8 проб черных глинисто-кремнистых сланцев оюской свиты со средним содержанием 5.48 %  $C_{\text{орг}}$ , содержится 1800 г/т Ва. Такое содержание как минимум втрое выше кларка Ва для глинистых пород, а ведь здесь глинистое вещество сильно разбавлено кремнистым. Еще более высокие содержания Ва отмечались в частных пробах (табл. 52). Максимальные его содержания наблюдались в черных глинисто-кремнистых сланцах, но зато в прослоях и линзах известняков аномалии встречаются чаще, что можно приписать определенной подвижности Ва в процессах диагенетических миграций карбонатного вещества.

В залегающих выше кремнисто-терригенных отложениях падейской свиты наблюдаются самые высокие в палеозойском разрезе средние содержания Ва. Обогащение Ва видны в анализах и сборных, и частных проб (табл. 53, 54). Как видно из данных табл. 53, средние содержания Ва примерно на порядок превышают кларк Ва для «сланцев». При этом можно подметить тяготение максимальных концентраций Ва не к глинистым, а к кремнисто-глинистым сланцам, содержащим 65—69 %  $SiO_2$ . В пределах баритоносных интервалов низов марейшорской градации глинистые сланцы (т. е. породы с ГМ > 0.3) содержат 0.3—0.4 % Ва, а кремнисто-глинистые (ГМ 0.20—0.30) — 0.4—0.5 %. Однако сама по себе кремнистость отнюдь не определяет содержания Ва: важно именно стратиграфическое положение сланцев. Например, настоящие глинисто-кремнистые сланцы верхов падейской свиты (ГМ 0.14—0.16) никакого обогащения Ва не показывают. Наиболее резкие аномалии Ва наблюдались в разрезе по Марейшору в конкрециидных образованиях типа кремнистых мергелей (до 1.5 % Ва), в непосредственной близости от горизонта баритовых конкреций.

Во фтанитовой формации D<sub>3</sub><sup>2</sup>—C<sub>1</sub><sup>1</sup> средние содержания Ва во фтанитах, фтанитоидах и кремнистых сланцах составляют 100—200 г/т, что, конечно, много для пород, содержащих до 95 %  $SiO_2$ . В железистых фтанитоидах и глинисто-кремнистых сланцах содержание Ва заметно выше и доходит до 500 г/т.<sup>2</sup>

<sup>2</sup> Согласно устному сообщению В. С. Рогова (ВСЕГЕИ), на р. Силовая в яшмоидах им найдена баритовая конкреция. Это отражает повышенный геохимический фон Ва в яшмоидах, что может объясняться и сорбцией  $Ba^{2+}$  на гидроокислах марганца.

Аномальные содержания Ва, Sr, F в карбонатных отложениях серпуховского яруса, %

Номер пробы	Порода	Н. о.	Sr	Ba	F
Ка-10М	Известняки слабодоломитовые с флюоритом. Сборная, $n = 2$	1.80	0.12	0.12	0.30
Ка-10Н	Известняки доломитовые с флюоритом. Сборная, $n = 5$	1.40	0.12	0.02	0.13
Ка-10С	Известняки глазковые доломитовые, слабокремнистые. Сборная, $n = 9$	10.0	0.18	0.02	0.03
Ка-10Т	Известняки мраморовидные. Сборная, $n = 9$	7.1	0.19	0.06	0.02
Ка-10У	Известняки доломитовые слоистые. Сборная, $n = 5$	5.0	0.11	0.006	0.02
Ка-10Ф	Известняки слоистые слабокремнистые. Сборная, $n = 5$	10.9	0.05	0.10	0.02
Ка-10Х	Известняки доломитовые слабокремнистые. Сборная, $n = 6$	10.9	0.09	0.006	Не опр.
Ка-10Ш	Известняки сильнодоломитовые полосчатые. Сборная, $n = 6$	4.2	0.11	0.10	0.12
Ка24-475	Известняк окремненный около барита	83.9	0.01	0.12	0.01
Ка24-483	Известняк мраморовидный доломитовый с Fe	1.1	0.18	1.00	0.21
Ка24-488	Известняк оолитовый	0.4	0.03	0.81	0.25
Ка38-622	Известняк доломитовый окремненный		0.04	0.38	0.03
Ка39-652	Известняк мраморовидный	4.1	0.20	0.10	0.01
Ка39-653	Известняк слабодоломитовый с кальцитом и флюоритом	1.3	0.11	0.23	0.28
Ка39-654	Известняк тонкополосчатый	2.2	0.23	0.03	0.03
Ка40-664	То же	3.2	0.20	0.11	0.03
Ка40-665	Доломит с кальцитовыми глазками	1.2	0.16	0.02	0.08
Ка40-666	Доломит известковый с флюоритом	1.3	0.17	0.006	0.31
Ка40-667	Известняк глазковый окремненный	49.0	0.14	0.01	0.02
Ка40-668	Известняк мраморовидный	1.3	0.48	0.28	0.05
Ка41-674а	Известняк мраморовидный кремнистый	19.7	0.12	0.03	0.01
Ка50-828	Известняк глазковый		0.14	0.05	0.18
Ка50-829	Известняк мраморовидный	3.8	0.18	0.01	0.01

В нижневизейских отложениях толеровой формации  $D_2^2 - C_2$  во фтанитах и кремнистых сланцах содержится около 200 г/т Ва, а в глинисто-кремнистых — несколько больше: 200—400 г/т. Здесь встречено несколько очень резких аномалий (до 1,2 %), связанных с эпигенетическими процессами выщелачивания и переотложения Ва в трещиноватых, брекчированных и обохренных породах.

Резко обогащена барием серпуховская карбонатная толща, тогда как подстилающая ее толща визейских детритовых известняков показывает лишь отдельные аномалии. По всем типам серпуховских карбонатов — детритовым, полосатым, глазковым, мраморовидным — средние содержания Ва колеблются от 600 до 1200 г/т при наличии резких аномалий, достигающих 1.4 %. И хотя общая медиана «гасит» резкие аномалии, показательно среднее отношение Sr : Ва, составляющее около 2.5 : 1. Это отношение аномально низкое, так как при кларковых содержаниях Sr и

Средние содержания Ва в отложениях  $C_{2-3}$  по сборным пробам, г/т

Номер сборной пробы	Порода	n	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Ва
			%		
Ка-6Б	Кремнистые сланцы, пачка $C_{2-3}^a$	3	2.23	2.02	1530
Ка-6Е	Глинистые сланцы, пачка $C_{2-3}^a$	2	3.08	2.40	1080
Ка-6И	То же, пачка $C_{2-3}^b$	7	0.97	1.90	1080
Ка-6П	Глинисто-кремнистые сланцы, $C_{2-3}^b$ (?)	6	0.44	0.94	1980
Ка-6С	То же, $C_{2-3}^c$ (?)	4	0.48	1.30	2430
Ка-17М	Углистые, глинисто-кремнистые сланцы, пачка $C_{2-3}^a$	6	0.55	8.02	5000
Ка-17П	То же	4	0.11	6.75	2300
Ка-17Р	» » $C_{2-3}^c$	6	4.00	3.05	3000
Ка-10Ж	Известняки ( $C_1$ серр? $C_{2-3}^a$ ?)	4	39.82	2.15	3600
Ка-13Ф	Фосфоритовые конкреции, пачка $C_{2-3}^c$	4	1.41	3.89	1200

Ва в карбонатных породах (0.03—0.04 и 0.001—0.002 %) оно составляет не менее 20—30 : 1. Следовательно, хотя серпуховская толща обогащена и стронцием, и барием относительно кларка, обогащение барием более резкое, чем обогащение стронцием.

Большую практическую важность имеет вопрос о том, связаны ли содержания Ва в серпуховских карбонатах с наличием или отсутствием в верхней части разреза пластовых баритов. На этот вопрос можно ответить положительно. Во всяком случае, карбонаты из разреза Баритового Лога (р. Нгэрм-Пэяха) показывают мощные аномалии Ва (обн. Ка24 в табл. 55), достигающие 0.8—1 %. Если, как предполагает Г. Ф. Семенов, мраморовидные известняки верхов серпуховской толщи

Таблица 57

Аномальные содержания Ва в отложениях  $C_{2-3}$ , г/т

Номер пробы	Порода	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Ва
		%		
Ка41-670а	Сланец углистый, глинисто-кремнистый, пачка $C_{2-3}^a$	0.10	6.88	7000
Ка69-1252	То же, известково-глинистый, пачка $C_{2-3}^a$ ( $C_1$ серр?)	12.54	5.09	1000
Ка69-1258	То же, с оруденением	12.10	11.75	720
Ка69-1265	Сланец углистый, глинисто-кремнистый	0.11	7.08	1400
Ка72-1293	То же	0.44	15.96	1200
150/867	Сланец кремнисто-глинистый, углистый	0.28	?	8910
150/895	Сланец глинисто-кремнистый, пачка $C_{2-3}^b$	0.80	0.28	720
Ка59/1114	Брекчированные и обохренные кремни			4200
150/876	Кремень (фтанит)	0.11	3.78	450
Ка52/950	Конкреция барито-кремнистая	1.14		16 %
Ка52-922	Конкреция кремнисто-фосфоритовая	2.02	2.78	3500

являются фациальными эквивалентами баритов, то можно допустить, что бариты формировались там, где на дне действовали сольфатары, поставляющие необходимую для садки барита серу. Как будто об этом же свидетельствуют изотопные исследования Т. И. Тараниной, согласно которым сера карских баритов отвечает эндогенной. Требуются дальнейшие исследования, чтобы выяснить, могут ли содержания Ва в пластах мраморовидных известняков служить поисковым признаком на бариты.

Высокие содержания Ва в серпуховской толще как бы наследуются и в залегающей выше черносланцевой толще  $C_{2-3}$ , где наблюдается сильная дисперсия средних содержаний Ва: от 300 до 500 г/т. Такие колебания возможны только в том случае, если в толще имеются отдельные горизонты, резко отличающиеся по содержаниям Ва. Судя по имеющимся данным, нижняя пачка ( $C_{2-3}^1$ , по А. С. Микляеву) более богата барием, чем средняя и верхняя. Тем не менее и в этих двух пачках возможна концентрация Ва. Об этом говорят не только анализы сборных проб (табл. 56), но и находка барито-кремнистой конкреции размерами  $0.40$  (длина)  $\times 0.10 \times 0.05$  м в отложениях, условно отнесенных нами к средней пачке  $C_2$  на Карском участке А. С. Микляева. Анализ показал, что конкреция состоит на 28—29 % из барита, на 66 % из кварца, остальное приходится на небольшие примеси карбоната и, возможно, хлорита. В целом же обогащенные барием кремнистые, глинисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы  $C_2$  содержат в среднем 2000—4000 г/т Ва, что в 5—10 раз больше кларка для «сланцев»; горизонты (?), обогащенные барием, показывают средние его содержания до 5000 г/т, а в отдельных пробах они достигают 8000—9000 г/т (табл. 57).

Кое-где, как и в отложениях нижнего визе, отмечались эпигенетические аномалии в трещиноватых, брекчированных и обохренных фтанитах. Интересно отметить высокое содержание Ва в фосфоритовых конкрециях, требующее допустить присутствие здесь барита (или фосфата бария?!).

Итак, в сланцевой зоне выявлено несколько интервалов разреза, которые характеризуются мощными сингенетичными аномалиями по барию. В одних случаях в них уже обнаружены баритовые руды, в других — аномальные содержания, может быть, свидетельствующие о близости таких руд.

### *Радий*

Радий определялся только в пробах двух специальных радиобиологических профилей, пройденных Я. Э. Юдовичем совместно с В. Г. Зайнулиным (радиометрист и аналитик) в районе Карских радиоактивных аномалий. Один профиль был задан от береговых обнажений на р. Каре (обн. 49) до руч. Оленьего (Пэтарка) по тундре, субстратом которой являются в основном кремнистые и карбонатные породы  $C_2$ . Второй профиль был задан в тектоническом блоке нижневизейских измененных выщелоченных пород (ОПП, ТБ, МТБ) среди отложений  $C_{2-3}$  на Карском участке А. С. Микляева. В обоих профилях выполняли опробование почв, их субстрата и растительности (ива, дудник, черемша и др.). Эти результаты мы рассмотрим в очерке, посвященном урану.

## 3.2. Катионо- и анионогенные элементы с постоянной валентностью

### 3.2.1. Редкоземельные элементы

Восемь редкоземельных элементов (лантан, церий, неодим, самарий, европий, тербий, иттербий и лютеций) были определены аспиранткой И. В. Козыревой методом инструментального нейтронно-активационного анализа в г. Гатчине [130]. К сожалению, в число определяемых элементов не попал близкий аналог лантаноидов — иттрий. Анализировалось 28 проб из кол. Я. Э. Юдовича, в том числе и три сборные (табл. 58). Лютеций в определяемых концентрациях обнаружен только в 12 пробах, остальные семь РЗЭ найдены в каждой пробе.

Большой неожиданностью этих анализов оказалась значительная дисперсия не только содержаний РЗЭ (это ожидалось вследствие сильно переменных количеств таких разбавителей содержаний РЗЭ, как кремнистое и отчасти карбонатное вещество), но и их соотношений. Например, соотношение  $La : Ce : Nd$  оказалось весьма непостоянным вопреки сложившемуся мнению о жесткой корреляции РЗЭ друг с другом.

#### *Лантан*

Субкларки лантана в черных сланцах мира составляют, г/т:  $29 \pm 1$  (кремнистые),  $32 \pm 3$  (терригенные и туфогенные) и  $22 \pm 2$  (карбонатные). Пайхойская коллекция показала содержания  $La$  от 2.5—6 г/т в известняках и кремнистых сланцах до 60 г/т в падейских алевросланцах. Относительно обогащены лантаном среднекарбонатные черные сланцы: в среднем от 35.5 до 48.7 г/т в пр. Ка72/1293. Абсолютный максимум лантана зафиксирован в визейском фосфорите — 134.2 г/т. В выборке 23 черных силицитов  $La$  образует наиболее сильные позитивные корреляции с породообразующими  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  и с редкими  $Th$  и  $Sc$ . «Такие корреляции определенно указывают на глинистое вещество как на главный носитель  $La$  в черных сланцах» [130, с. 37].

#### *Церий*

Субкларки  $Ce$  в литотипах черных сланцев составляют, г/т:  $53 \pm 22$  (кремнистые),  $64 \pm 4$  (терригенные и туфогенные) и  $50 \pm 12$  (карбонатные). Пайхойская коллекция показывает содержания  $Ce$  от меньших 10 г/т в некоторых кремнях до ~ 83 г/т в падейских алевросланцах с абсолютным максимумом (196.4 г/т) в визейском фосфорите. Подобно лантану,  $Ce$  имеет позитивные корреляции с элементами-индикаторами глинистого вещества —  $Al$ ,  $K$ ,  $Th$ . Хотя карбонатные породы беднее церием, чем терригенные, не исключено, что в восстановительных обстановках  $Ce^{3+}$  входит в структуру карбоната (чем, кстати сказать, может объясняться и высокий субкларк карбонатных черных сланцев). Появление формы  $Ce_{карб}$  ослабит корреляцию  $Ce$  с нерастворимым остатком карбонатов и одновременно негативную  $Ce$ -аномалию, унаследованную осадками от морской воды (как известно, морская вода аномально

Содержание редкоземельных элементов в черных сланцах Пай-Хоя, г/т

Номер породы	Порода	Возраст	ГМ	C <sub>орг</sub> %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Хэ-10А	Известняка*	O <sub>1</sub> <sup>1</sup>		0.85	—	5.1	19.3	19.0	1.53	0.63	0.43	1.02	—
Ka16/268	Кремнистый сланец	D <sub>2</sub>	0.064	0.95	0.03	19.1	59.7	32.0	3.35	1.24	0.58	2.07	0.41
Ka77/1465	Алевросланец	D <sub>2</sub>		1.00	0.20	59.7	82.8	9.5	23.0	1.35	1.99	3.46	0.45
Ka57/1038	Фтанит	D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	0.027	2.11	0.03	5.9	18.3	22.9	1.21	1.54	0.18	0.34	—
Ka57/1045	Глинисто-кремнистый сланец	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	0.121	1.96	0.14	16.3	47.8	20.0	3.24	0.65	0.44	2.69	—
Хэ-4А	Кремнистые сланцы**	C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	0.045	2.23	0.02	7.0	25.4	95.6	2.25	0.28	0.37	0.61	—
Хэ-15АБ	То же***	C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	0.032	2.86	0.04	2.5	1.6	18.1	0.70	0.10	0.09	0.47	0.12
Ka44/719	» »	C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	0.055	3.21	0.03	5.8	54.6	15.9	1.47	1.08	0.22	1.03	—
Ka30/548	» »	C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	0.035	4.02	0.02	3.0	10.5	78.8	1.27	0.22	0.22	3.18	—
Ka30/549	Глинисто-кремнистый сланец	»	0.112	10.63	0.07	6.8	64.2	23.2	3.65	1.20	0.29	3.94	0.21
Ka30/554	То же	»	0.119	6.34	0.08	2.8	7.8	24.3	6.33	0.71	0.23	1.30	0.12
Ka31/574	Кремнистый сланец	»	0.052	9.10	0.05	18.4	64.8	34.5	1.77	1.69	0.11	3.37	—
Ka45/726	То же	»	0.069	4.90	0.05	18.9	77.8	56.5	11.14	0.53	0.45	2.72	0.09
Ka49/780	» »	»	0.086	5.48	0.13	24.9	23.3	27.3	5.50	0.71	0.48	1.55	—
Ka49/792	Глинисто-кремнистый сланец	C <sub>2</sub> <sup>1</sup>	—	8.37	—	10.5	40.8	13.2	5.53	1.64	0.29	2.44	0.18
Ka51/866a	Кремнистый сланец	»	0.036	5.76	0.54	7.4	29.3	83.9	4.95	1.71	0.73	0.78	—
Ka58/1065	То же	»	0.051	13.07	0.08	3 0.7	36.8	10.4	4.89	0.89	0.74	2.31	0.07
Ka58/1074	Глинисто-кремнистый сланец	»	0.140	4.15	0.49	41.3	66.5	27.3	11.37	2.61	1.26	2.95	—
Ka81/1397	Углистая сыпучка	»	0.074	9.55	1.29	10.9	31.7	18.4	11.08	2.54	0.22	2.36	0.12
Ka67/1191	Фосфорит	»	—	3.20	25.80	134.3	196.4	33.1	41.50	0.91	5.46	15.02	0.69
Ka28/531	Кремнистый сланец	C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	0.071	8.47	0.04	21.0	78.6	60.2	2.78	1.53	0.48	2.87	—
Ka28/533	Глинисто-кремнистый сланец	»	0.113	5.70	0.05	32.3	39.8	36.4	2.05	3.70	2.97	1.26	—
Ka38/643	То же	C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	0.187	13.65	0.06	45.7	86.3	44.5	15.52	1.12	1.14	5.74	0.13
Ka41/680a	Кремнистый сланец	»	0.029	2.64	0.38	7.8	18.5	16.3	6.27	0.54	0.47	3.39	0.18
Ka41/684	То же	»	—	9.85	—	39.7	81.7	51.9	6.03	1.67	0.59	3.86	—
Ka72/1290	Углистая сыпучка	»	0.225	83.05	0.08	26.0	99.3	20.7	19.27	0.12	0.45	5.88	—
Ka72/1293	Кремнисто-глинистый сланец	»	0.204	15.96	0.12	48.7	85.2	39.2	10.44	0.73	0.77	2.96	—
Ka41/692	Глинистый сланец	P <sub>1</sub>	0.256	14.00	0.19	28.8	52.5	61.4	7.66	1.69	0.88	2.29	—

Примечание. Одной, двумя и тремя звездочками отмечены сборные пробы, составленные из 7.5 и 5 проб соответственно.

обеднена церием вследствие его окисления до  $\text{Ce}^{4+}$  с последующей экстракцией на гидроокислах Fe). Эти соображения подсказывают, что присутствие заметных содержаний Ce в карбонатах может указывать на эвксинные обстановки седиментации [130, с. 41].

### *Неодим*

Кларк неодима в черных сланцах оценивается цифрой  $26 \pm 2$  г/т. Пайхойские анализы показывают вышекларковые содержания Nd, в среднем 37.7 г/т, причем в визейском кремнистом сланце содержание Nd достигает 78.8 г/т (обр. Ка30/548), а в турнейских еще выше — 95.6 г/т (сб. пр. Хэ-4А). При этом в отличие от лантана и церия неодим заметно не концентрируется в фосфорите. Создается впечатление, что при движении вверх по разрезу содержания неодима в черных сланцах нарастают, но это может объясняться просто нарастанием количества глинистой примеси в породах. Предполагается, что повышенное содержание Nd «указывает, скорее всего, на общий повышенный геохимический фон Nd (и редких земель в целом?) нашего региона» [130, с. 43]. Допускается также присутствие части Nd, подобно церию, в карбонатной фазе черных сланцев.

### *Самарий*

Кларк самария в черных сланцах мира оценивается цифрой  $4.6 \pm 0.3$  г/т. Пайхойская коллекция показала в среднем ~ 6 г/т с заметным максимумом в  $\text{C}_2$  (9.6 г/т) и менее сильным в  $\text{P}_1$  (7.7 г/т). Минимальное содержание отмечено в верхнеордовикских известняках сопчинской свиты (сб. пр. Хэ-10А — 1.5 г/т). Самая мощная аномалия зафиксирована в визейском фосфорите — 41.5 г/т. «Это значит, что даже при 10%-ной доле фосфатов в породе они могли бы явиться реальным носителем самария. Поэтому можно думать, что все аномалии Sm, превышающие 10 г/т, хотя бы отчасти связаны с присутствием фосфатов — первичных или же перерожденных» [130, с. 44].

### *Европий*

Кларк Eu в черных сланцах предварительно оценивают цифрой  $1.0 \pm 0.04$  г/т. Пайхойская коллекция показала вышекларковые содержания; при фоновых значениях 0.5—1.5 г/т в отдельных пробах глинисто-кремнистых сланцев  $\text{D}_3$ — $\text{C}_2$  содержания Eu составляют 2—3 г/т, достигая 3.7 г/т в серпучковском глинисто-кремнистом сланце (обр. Ка28/533). Подобно самарию, европий почему-то не накапливается в визейском фосфорите (хотя среднекарбонный фосфорит Лемвинской зоны содержит 7.55 г/т Eu [130, с. 45]). Поскольку в анокисической обстановке  $\text{Eu}^{3+}$  может быть восстановлен до  $\text{Eu}^{2+}$  и в такой форме войти в аутигенные карбонаты, фосфаты или силикаты, заместив в них  $\text{Ca}^{2+}$  или  $\text{Sr}^{2+}$ , можно ожидать ослабления характерного для коровых горных пород Eu-минимума (на кривых, нормированных по хондриту) для некоторых черных сланцев. Такая картина действительно наблюдается, указывая на анокисические условия накопления если не всех, то хотя бы части пайхойских углеродистых осадков [130, с. 55].

## Тербий

Предварительная оценка кларка Tb в черных сланцах составляет  $0.60 \pm 0.03$  г/т. Пайхойская коллекция показала содержания Tb от 0.11 до 2.97 (серпуховский кремнистый сланец, обр. Ка28/533) с абсолютным максимумом 5.46 г/т в визейском фосфорите. «Такое содержание показывает, что даже 10 % фосфатов достаточно, чтобы обеспечить значительную часть валового содержания тербия» [130, с. 48].

## Иттербий (и иттрий)

Субкларки Yb в литотипах черных сланцев мира составляют, г/т:  $2.9 \pm 0.2$  (кремнистые),  $3.0 \pm 0.1$  (терригенные и туфогенные) и  $1.7 \pm 0.2$  (карбонатные). Пайхойская коллекция показывает содержания Yb от 0.3 г/т в фаменском фтаните до 5.88 г/т в среднекарбоневой углистой сыпучке — продукте разрушения ОПП. Много Yb и в высокоуглеродистом среднекарбоневом глинисто-кремнистом сланце — 5.74 г/т (обр. Ка30/549). Самая сильная аномалия (15.02 г/т) обнаружена в визейском фосфорите. Поскольку аномалии Yb отмечены в самых углеродистых сланцах, а корреляционный анализ выявляет позитивные связи Yb с  $Al_2O_3$  и  $C_{орг}$ , это позволяет думать, что «Yb в черных сланцах может быть связан как с глинистым веществом, так и с органическим (форма  $Yb_{орг}$ ). Вклад аутигенных фосфатов как возможных носителей Yb на наших материалах прояснить не удалось» [130, с. 29].

Можно попытаться ориентировочно оценить и содержание неопределявшегося иттрия, используя соотношение  $Yb : Y \sim 1 : 8$ . Приняв среднее содержание Yb  $\sim 3$  г/т, получим  $\sim 24$  г/т Y, что точно отвечает мировому субкларку иттрия в кремнистом литотипе черных сланцев [128, с. 53].

## Лютеций

Этот редкий лантаноид был определен в 12 образцах в концентрациях от 0.07 до 0.69 г/т. Последняя цифра относится к фосфориту. Предполагается, что ни органическое, ни фосфатное вещество не должны быть главными носителями лютеция в черных сланцах. Так как кларк Lu предварительно оценивают цифрой  $0.35 \pm 0.02$  г/т, можно думать, что в пайхойских черных сланцах содержания Lu околокларковые.

## 3.3. Катионо- и анионогенные элементы с переменной валентностью

### Торий

Массовые определения тория были сделаны рентген-радиометрическим методом во ВСЕГЕИ на установке АРФ. Небольшое количество анализов выполнено химическим колориметрическим методом в лаборатории А. И. Таскаева (Ин-т биологии Коми фил. АН СССР) с вполне удовлетворительной сходимостью.

Распределение фоновых содержаний тория в палеозойском разрезе показано в табл. 59. Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон Th с мировыми субкларками для литотипов черных сланцев [128]:

Литотипы черных сланцев	Субкламки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	5.0 ± 0.6	4.2 ± 0.5
Терригенные и туфогенные	10.0 ± 0.6	5.0 ± 1
Карбонатные	3.9 ± 0.6	1.5 ± 0.5

Таблица 59

**Фоновые содержания Th ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 23 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т**

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
O <sub>2</sub>	1 } 2 } 3 }	5 ± 1		3 ± 1
O <sub>3</sub>	4 } 5 } 6 }	5 ± 0.5		2 ± 0.5
S-D <sub>1</sub>	7 } 8 } 9 }	3 ± 0.5 4.5 ± 0.5		1.5 ± 0.5
D <sub>2</sub>	10 11 12	5 ± 1	9 ± 1	2 ± 0.5
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> -D <sub>1</sub> <sup>1</sup>	13 } 14 }	4 ± 2		
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -C <sub>1</sub> <sup>1-1</sup>	15 } 16 } 17 }	2 ± 1		1.5 ± 0.5
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	18 19 20	1 ± 0.5 5 ± 0.5		1.5 ± 0.5
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	21 22	1 ± 0.5		1.2 ± 0.5
C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	23 24 25	4 ± 1	6.5 ± 0.5	1.4 ± 0.5
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	26 } 27 } 28 }	6.5 ± 0.5		2.5 ± 0.5

Как видно, пайхойские глинистые и карбонатные черные сланцы заметно обеднены торием по сравнению с мировыми субкларками, кремнистые же несут околосларковые содержания тория. Все же в целом, вследствие высокой кремнистости разреза, торий явно дефицитен для пайхойских толщ. Практически стерильны по торию фтаниты и диагенетические кремни  $C_1$ , а наиболее богаты падейские глинистые сланцы. Эта картина объясняется четким тяготением тория к глинистому веществу, что выдается среди прочего и отличной корреляцией Th-Rb (рис. 50, а).

### Молибден

Известно, что молибден в черных сланцах является «элементом N1» и в этом качестве подобен германию для углей [128]. Это объясняется очень высоким «сродством» Мо к аквагенному азотистому ОВ углеродистых осадков, высокому кларку Мо в морской воде и, не в последнюю очередь, высокой тиофильностью молибдена. Содержания Мо в пайхойских черных сланцах пока еще охарактеризованы сравнительно немногими количественными спектральными анализами и в основном для сборных проб; большинство аномальных содержаний в частных пробах зафиксированы только полуколичественно.

Данные распределения фоновых содержаний Мо в палеозойском разрезе (табл. 60) позволяют сравнить местный геохимический фон Мо с мировыми субкларками по литотипам:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	$29 \pm 3$	$5 \pm 2$
Терригенные и туфогенные	$18 \pm 3$	$4.5 \pm 2$
Карбонатные	$16 \pm 3$	$0.8 \pm 0.3$

Как видим, пайхойские черные сланцы намного беднее молибденом по сравнению с мировыми субкларками, особенно карбонатные породы. Впрочем, для последних использованы только полуколичественные данные, что не исключает возможности систематического занижения результатов. Сравнение субкларков Мо по литотипам ясно обнажает аквагенную природу Мо в черных сланцах: главным его источником является морская вода [128].

В отложениях оюской свиты по содержаниям Мо отчетливо различаются кремнистые породы с разным содержанием  $C_{орг}$ . В низкоуглеродистых содержится менее 2 г/т, а в «углистых» — более 10 г/т. Среднее содержание Мо в углисто-кремнистых сланцах около 15 г/т. Зеленовато-серые глинистые сланцы падейской свиты содержат околосларковые или даже более низкие концентрации Мо, но в черных глинисто-кремнистых сланцах верхов свиты найдено около 5 г/т Мо. Сходная картина и в ритмах толщи  $D_2^2-D_3^1$ : в породах с низким содержанием  $C_{орг}$  содержания Мо околосларковые (2—3 г/т), а в несколько обогащенных  $C_{орг}$  — повышенные (4—5 г/т). Аналогично распределен Мо и в отложениях фтанитовой формации  $D_3^2-C_1^1$ : около 3 г/т во фтанитах и фтанитоидах и около 5 г/т в кремнистых сланцах. При увеличении количества  $C_{орг}$  до 2.3—2.5 % во фтанитах содержание Мо увеличивается до 5—6 г/т, но в сланцах увеличение Мо происходит непропорционально

**Фоновые содержания Мо ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 15 литостратиграфических подразделениях  
сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т**

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
S-D <sub>1</sub>	7	4 ± 1		
	8	15 ± 5		
	9			0.7 ± 0.3
D <sub>2</sub>	10			
	11		4.5 ± 0.5	
D <sub>2</sub> <sup>1</sup> -D <sub>3</sub> <sup>1-1</sup>	12		} 2.5 ± 1	0.5 ± 0.2
	13			
	14			
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	15		4 ± 2	
	16			
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	17			0.7 ± 0.3
	18	} 15 ± 5		
	19			
20			1.1 ± 0.5	
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	21	7 ± 2		
	22			
	23			
C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	24		5 ± 3	
	25			0.9 ± 0.3
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	26			
	27		} 5 ± 3	
	28			

росту  $C_{орг}$ . В сборной пробе Ka17-C с содержанием  $C_{орг}$  3.56 %, составленной из 6 проб макроскопически «углистых» сланцев, содержание Мо составляет 26 г/т. Либо ОВ сланцев имело состав, отличный от фтанитов, либо, что более вероятно, в пробу попали образцы из обогащенного Мо горизонта.

Заметно повышенными содержаниями Мо выделяются нижневизейские черносланцевые отложения — 12—15 г/т для фтанитов и кремнисто-глинистых сланцев. При этом в сланцах замечается некоторое подобие антагонизма Мо и нормативного глинистого вещества. Видимо, для фиксации Мо в осадке наиболее благоприятной была кислая среда, которая создавалась при максимальном количестве ОВ и минимальном — глинистого вещества. Визейский интервал характеризуется рядом резких аномалий по Мо, иногда превышающих 100 г/т. Обычно это породы с содержанием  $C_{орг}$  не менее 10 %, некоторые из них представляют собой облегченные пористые породы (ОПП) — продукт остаточного концентрирования органического вещества при глубоком выщелачивании минеральной матрицы.

В прослоях карбонатных кремней и сланцев в существенно карбонатной окско-серпуховской толще содержание Мо тоже отчетливо зависит от содержания  $C_{\text{орг}}$ : 4—5 г/т в кремнях и около 22 г/т в тонколистоватых черносланцевых пачках, содержащих в среднем около 8 %  $C_{\text{орг}}$ .

В черносланцевой толще  $C_{2-3}$  среднее содержание Мо — около 4 г/т с сильной дисперсией по сборным пробам — от 2 до 50 г/т. Такая дисперсия, как показывает пайхойский опыт, всегда указывает на неоднородность выборки, что в данном случае может означать наличие в разрезе горизонтов, обогащенных молибденом. Заметим, что, как и в отложениях висте, собственно глинистые сланцы ( $ГМ > 0.30$ ) обычно беднее Мо, чем кремнисто-глинистые ( $ГМ 0.30—0.20$ ) и глинисто-кремнистые ( $ГМ 0.20—0.10$ ). В высокоуглеродистых сланцах содержание Мо по частным пробам превышает 100 г/т. Единичные анализы черных сланцев предположительно флишоидной формации  $P_1^1$  показывают, что содержания Мо все еще повышены против кларка — в среднем около 6 г/т, аномалии — до 20 г/т.

Итак, сланцевые отложения Пай-Хоя обогащены молибденом по сравнению с нормальными осадочными породами. Даже в кремнистых породах, бедных глинистым веществом, фиксируются околочларковые содержания Мо (2—3 г/т), но чаще всего во фтанитах и кремнистых сланцах отмечается 5—10 г/т Мо. Содержание Мо обычно четко коррелирует с содержанием  $C_{\text{орг}}$ , что видно как по геохимическому фону, так и по аномалиям. Но все же содержание молибдена не полностью контролируется содержанием  $C_{\text{орг}}$ , ибо существуют породы, близкие по содержанию  $C_{\text{орг}}$ , но с резко неодинаковым содержанием Мо. Это, а также факты значительной дисперсии содержаний Мо в отложениях карбона, позволяют предполагать, что содержания Мо могут быть так же локально стратифицированы в разрезе, как и содержания ряда других элементов. Поэтому выявление горизонтов, обогащенных молибденом, представляется интересной задачей дальнейших исследований.

### Уран

Геохимия урана в осадочных породах вообще, а в черных сланцах в частности к настоящему времени уже хорошо изучена. Надежно установлена связь урана с органическим и фосфатным веществом черных сланцев. Доказано, что ресурсов урана, растворенного в морской воде, вполне достаточно для формирования черных сланцев со средним содержанием урана на уровне 10—15 г/т, что в 3—4 раза превышает кларк любых неуглеродистых осадочных пород. Для создания же аномальных концентраций урана (нижний предел аномалий принят для урана равным 25 г/т) требуется обычно дополнительный привнос урана либо в бассейн седиментации, либо при эпигенетических процессах [128].

Массовые определения U (вместе с торием и рядом других элементов) были сделаны рентгено-радиометрическим методом на установке АРФ во ВСЕГЕИ. Распределение фоновых содержаний U в палеозойском разрезе показано в табл. 61. Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон U с мировыми субкларками по следующим литотипам:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	13 ± 2	3 ± 1
Терригенные и туфогенные	14 ± 3	3 ± 1
Карбонатные	10 ± 1.9	2 ± 0.5

Как видно, пайхойские породы значительно обеднены ураном по сравнению с мировыми субкларками. Однако это результат большого усреднения, при котором ураноносные геохимические горизонты «растворяются» среди неураноносных. Как и следовало ожидать, уран оказался наиболее характерен для черносланцевых толеровых формаций.

Среднеордовикские отложения палиноровой формации (хенгурская и тальбейтывисская свиты) несут низкие концентрации U, обычно в среднем

Таблица 61

**Фоновые содержания урана ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 20 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т**

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
O <sub>2</sub>	1		} 1 ± 0.5	1 ± 0.1
	2			
	3			
O <sub>3</sub>	4		} 2 ± 0.5	1.2 ± 0.3
	5			
	6			
S-D <sub>1</sub>	7	} 6 ± 1		2.7 ± 0.7
	8			
D <sub>2</sub>	9		} 3 ± 1	1.8 ± 0.6
	10			
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	11		} 3 ± 1	0.7 ± 0.3
	12			
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> -C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	13	2 ± 1	3 ± 1	2.5 ± 0.5
	14			
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	15	} 3 ± 0.5		3.3 ± 0.6
	16			
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	17	2 ± 1		4.5 ± 0.8
	18			
C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	19	4 ± 2	5 ± 2	2 ± 0.4
	20			
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	21			
	22			
	23			
	24			
	25			
	26			

Статистические характеристики содержаний U и  $Al_2O_3$  в разрезах S—D<sub>1</sub>

Разрез	n	U, г/т		$Al_2O_3$ , %		U/ $Al_2O_3$	
		x	$s_x$	x	$s_x$	x	$s_x$
Даркарузьшор	27	5.2	3.4	5.49	2.53	1.01	0.62
Марейшор	39	8.3	6.2	6.64	3.21	1.63	1.52
Сопчаю	10	5.6	2.12	4.96	2.58	1.38	0.68
М. Ою	11	7.2	6.0	5.57	3.66	1.58	1.26
Амдерма	71	5.7	3.4	5.36	2.61	1.17	0.62

не превышающие 1 г/т. В сопчинской свите  $O_3$  содержания U увеличиваются (в среднем 2 г/т), вплоть до 5 г/т в некоторых кремнисто-глинистых сланцах.

Эта тенденция роста сохраняется и в черных силурийских сланцах оюской свиты. Так, по четырем сборным пробам, надежно характеризующим составы сланцев в районах рр. Выяшор и Марейшор, содержание U составляет 4.8—7.4 г/т, что в 1.5—2 раза выше кларка для «сланцев», составляющего около 3 г/т. Если же учесть, что глинистого вещества в этих сланцах немного, то их повышенная ураноносность выступит отчетливее. Среднее содержание U в оюских сланцах близко к 5 г/т, а максимум по аномальной пробе — 16 г/т. Несмотря на то что явной связи между U и P не заметно, повышенные содержания U все же характеризуют именно кремнистые ( $ГМ < 0.10$ ), а не глинисто-кремнистые ( $ГМ 0.10—0.20$ ) сланцы, хотя присутствие глинистого вещества, казалось бы, должно повышать содержание U в сланцах. Видимо, причина все-таки в том, что кремнистые сланцы оюской свиты чаще бывают сильно углеродистыми и фосфатными, чем глинисто-кремнистые.

Дополнительное исследование ураноносности нижней толеровой формации S-D<sub>1</sub> было предпринято нами на коллекции аспирантки О. С. Мерц, охватившей 5 разрезов. В общей сложности методом нейтронно-активационного анализа в Томском СНИИГТиМС Ю. М. Столбовым было проанализировано 158 проб черных сланцев на содержание U и  $Al_2O_3$  (табл. 62). Рассмотрим полученные результаты по разрезам.

Разрез Марейшор. Проанализировано 39 проб. Содержание U составляет от 2.2 до 30.6 г/т, в среднем 8.3 г/т. Совокупность анализов резко разделяется на фоновую (3—10 г/т) и аномальную (10—30 г/т), включающую 7 проб с медианным содержанием около 17 г/т. Содержания  $Al_2O_3$  изменяются от очень низких в гиперсилитах (2 %) до 13.9 % в нормосилитах, в среднем 6.6 %. В пересчете на стандартную гидрослюдино-хлоритовую смесь (1 : 1), в которой содержится около 27 %  $Al_2O_3$  (см. [31, с. 29]), это даст от ~ 7 до ~ 50 % глинистой примеси, в среднем ~ 24 %.

В фоновой совокупности содержаний U можно видеть грубую обратную корреляцию с содержаниями  $Al_2O_3$ ; нечто похожее (с более крутым наклоном линии регрессии) можно видеть и в совокупности аномальных проб. В частности, экстремально-высокое содержание U (30.6 г/т) обнаружено в пробе, содержащей 4.6 %  $Al_2O_3$ , что заметно меньше среднего.

Отношение  $U/Al_2O_3$ , т. е. «уран в пересчете на глинистое вещество», тоже обнаруживает слабую обратную корреляцию с содержанием  $Al_2O_3$ : значения  $> 2$  отмечаются только в существенно кремнистых породах ( $< 5\%$   $Al_2O_3$ ), а значения 0.5 и меньше — в сланцах-нормосилитах, содержащих не менее  $8\%$   $Al_2O_3$ . Значение этого отношения колеблется от 0.28 до 6.65, составляя в среднем 1.6. Заметим, что кларковое отношение для «сланцев» фанерозоя, по оценкам А. Б. Ронова, А. А. Мигдисова, А. А. Ярошевского [80], получается равным 0.16 ( $Al_2O_3 = 16.64\%$ ,  $U = 2.7$  г/т).

Таким образом, в разрезе р. Марейшор отношение  $U/Al_2O_3$  на целый порядок выше кларкового для глинистых пород. А поскольку это породы кремнистые (при заведомой стерильности аутигенной  $SiO_2$  по урану) и поскольку нет никаких оснований приписывать глинистому веществу в этих силитах какую-то аномальную ураноносность, то очевидно, что повышенное значение  $U/Al_2O_3$  следует приписать вкладу  $U_{орг}$  или  $U_{фосф.}$

Разрез Дарка-Рузьшор. Проанализировано 27 проб. Содержание  $U$  составляет от 0.5 до 14.9 г/т, в среднем 5.2 г/т. В совокупности из 17 проб с фоновыми содержаниями  $U$  (0.5—6.0 г/т) наблюдается довольно тесная корреляция  $U-Al_2O_3$ , позволяющая думать, что для таких пород либо само глинистое вещество, либо сорбированное на нем  $ОВ$  является носителем урана. Кроме того, имеется 5 положительных и 3 отрицательных аномалии. В первых содержания  $U$  на 5—6 г/т выше, а во вторых — на 5—9 г/т ниже, чем ожидаемые по линии регрессии  $U$  на  $Al_2O_3$ . Положительные аномалии тоже позитивно скоррелированы с  $Al_2O_3$  (с более крутым наклоном линии регрессии). Можно думать, что глинистое вещество если само и не является носителем урана, косвенно все же влияет на него, очевидно, через корреляцию с другими носителями, например органическим и фосфатным. Содержания  $Al_2O_3$  изменяются от 2.45 до 11.35 % (в среднем 5.49 %). Характерно, что экстремальные содержания  $U$  и  $Al_2O_3$  совпадают (обр. ДРШ 36/2203).

Очевидно, что наличие довольно тесной линейной корреляции между  $U$  и  $Al_2O_3$  в фоновой и аномальной совокупностях означает некоторую константность отношения  $U/Al_2O_3$  ( $0.6 \pm 0.04$  для фоновой и  $2.4 \pm 0.3$  для положительно-аномальной совокупности). Поэтому на графике  $Al_2O_3 - U/Al_2O_3$  корреляции нет. Это значит, что содержание  $U$  в глинистом веществе не зависит от содержания глинистого вещества в породе. Такое вещество можно считать терригенным. Средняя величина отношения  $U/Al_2O_3$  ( $\sim 1.0$ ) в 6 раз выше кларковой для «сланцев». Следовательно, здесь также главный вклад в валовое содержание  $U$  вносят  $U_{орг}$  или  $U_{фосф.}$

Разрез Сопчаю. Проанализировано 10 проб. Содержание  $U$  составляет от 2.7 до 9.4 г/т, в среднем 5.6 г/т;  $Al_2O_3$  — от 1.90 до 10.30 %, в среднем 4.96 % (что может отвечать 18—19 % глинистого вещества). Между  $Al_2O_3$  и  $U$  видна довольно тесная позитивная корреляция, величина  $U/Al_2O_3 \sim 1.4 \pm 0.7$ , что в 8—9 раз выше кларкового для фанерозойских «сланцев». Очевидно, что повышенное отношение  $U/Al_2O_3$  обязано вкладу  $U_{орг}$  или  $U_{фосф.}$

Любопытна довольно четкая негативная корреляция  $U/Al_2O_3 - Al_2O_3$ . Такая картина теоретически может получиться в двух случаях: а) при относительном постоянстве содержания  $U$  в глинистом веществе, т. е. при некоей константе содержания урана, нормированного по глинозему; б)

при обеднении глинистого вещества ураном по мере роста содержания самого глинистого вещества. Последнее могло бы означать, что это вещество существенно аутигенное, тогда как первое должно быть скорее свойственно терригенному глинистому материалу.

**Разрез Амдерма.** Это наиболее многочисленная выборка: проанализирована 71 проба. Содержание U составляет от 1.5 до 19.2 г/т, в среднем 5.7 г/т; аномальными можно считать 3 пробы с содержаниями > 12 г/т, остальные образуют единую фоновую совокупность, грубо скоррелированную с содержанием  $Al_2O_3$ . Последнее составляет от 1.70 до 13.00 %, в среднем 5.36 % (что может соответствовать ~ 18 % глинистого вещества). Величина отношения  $U/Al_2O_3$  составляет  $\sim 1.2 \pm 0.6$ , т. е. примерно в 8 раз выше кларкового для фанерозойских «сланцев». Эта величина в целом не коррелирует с содержаниями  $Al_2O_3$ , но все же заметна тенденция обратной связи: значения выше двух зафиксированы в породах с минимальным содержанием  $Al_2O_3$  (< 4 %). Очевидно, что и в этом разрезе главный вклад в валовое содержание U вносят  $U_{орг}$  и  $U_{фосф}$ , а не уран в глинистом веществе.

На уровне кларка находятся содержания U в глинистых и кремнисто-глинистых сланцах падейской свиты  $D_2$ ; небольшие аномалии, не превышающие 5 г/т, наблюдались очень редко.

В отложениях ритмичной флишоидной толщи  $D_2^2-D_3^{1-1}$  в кремнистых породах содержание U заметно ниже, чем в глинисто-кремнисто-карбонатных: около 1.5 и 3 г/т соответственно. Аналогичное распределение наблюдается и в отложениях фтанитовой формации, где многие силициты содержат меньше 1 г/т U, со средним, близким к 1.8 г/т, а более глинистые сланцы несут кларковую концентрацию — около 3 г/т. Несмотря на невысокие содержания урана, в глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцах  $D_3^2-C_1^1$  прослеживается значимая связь  $U - C_{орг}$  (рис. 53, а).

Нижневизейские черные сланцы характеризуются более высокими фоновыми содержаниями урана: около 2.5 г/т для силицитов и около 3.5 г/т для существенно глинистых сланцев. На этом фоне фиксируется серия резких аномалий, достигающих 63 г/т. Все они приурочены к пористым высокоуглеродистым кремнистым сланцам — продуктам глубокого выщелачивания различных силицитов. Они содержат от 3—6 до 14—16 %  $C_{орг}$ . Поскольку эти породы почти всегда аномальны и по содержаниям фосфора и поскольку визейские фосфоритовые конкреции содержат в среднем около 30 г/т урана, не вызывает сомнений, что все эти аномалии эпигенетические и связаны с присутствием в породах вторичных фосфатов.

Черносланцевые отложения  $C_{2-3}$  отличаются еще более высокой фоновой ураноносностью, причем максимальные содержания характерны для наиболее глинистой верхней пачки ( $C_{2-3}^c$  по А. С. Микляеву). Типичные средние содержания U в этой пачке, судя по анализам сборных проб Ка-6К, Р, С, заключены в интервале 5—15 г/т. Более высокие средние содержания (например, пр. Ка-6Л) обязаны, скорее всего, влиянию аномальных проб, обогащенных ураном вследствие вторичных процессов. Поскольку сборные пробы составлялись из малого числа проб, влияние таких аномалий может быть очень существенным.

Несмотря на эпигенетическое перераспределение урана, все же синге-

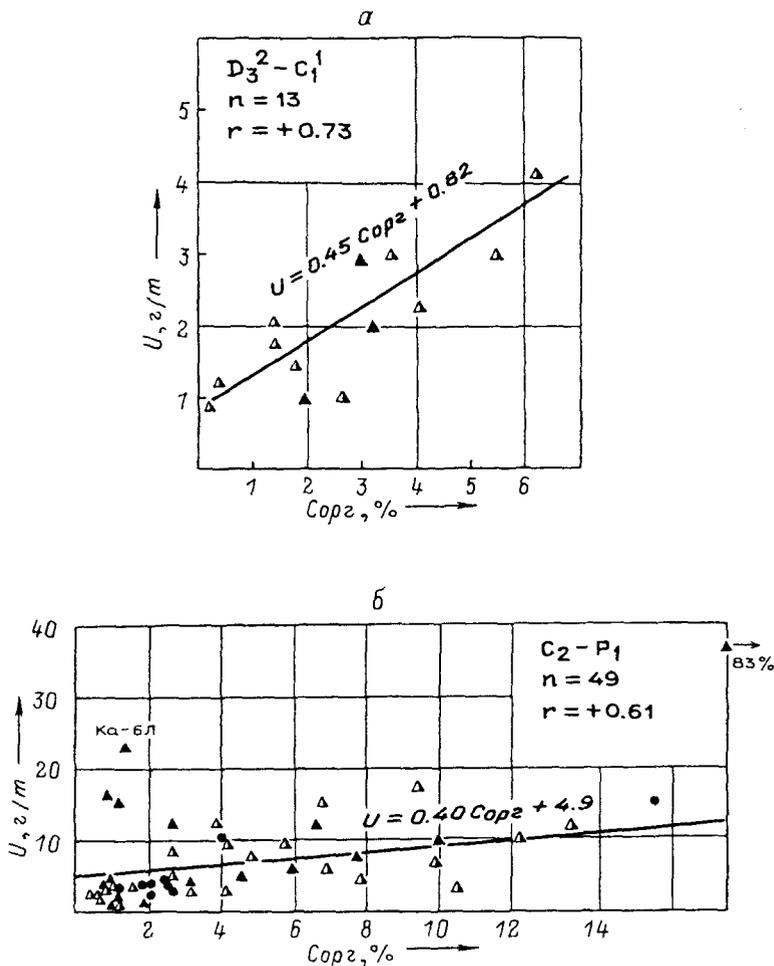


Рис. 53. Корреляция  $U-C_{орг}$ , отложения  $D_3^2-C_1^1$  (а) и  $C_2-P_1$  (б).  
Усл. обозн. см. рис. 49.

негичная связь  $U-C_{орг}$  остается еще значимой (рис. 53, б). Что касается также значимой корреляции  $U-S$  (рис. 54), то она отражает тяготение повышенных содержаний  $U$  при прочих равных условиях к наиболее пиритизированным разновидностям сланцев. Этот феномен допускает два объяснения. Либо эта связь «наведенная» и объясняется просто корреляцией  $C_{орг}-S$ , либо (что более интересно) сингенетичное накопление урана происходило в углеродистых осадках тем сильнее, чем мощнее был процесс сульфат-редукции. Такое толкование, однако, противоречит натурным наблюдениям в Черном море [128, с. 156].

Полевая радиометрия, в согласии с данными всех наших предшественников, свидетельствует о резко повышенной гамма-активности в зонах

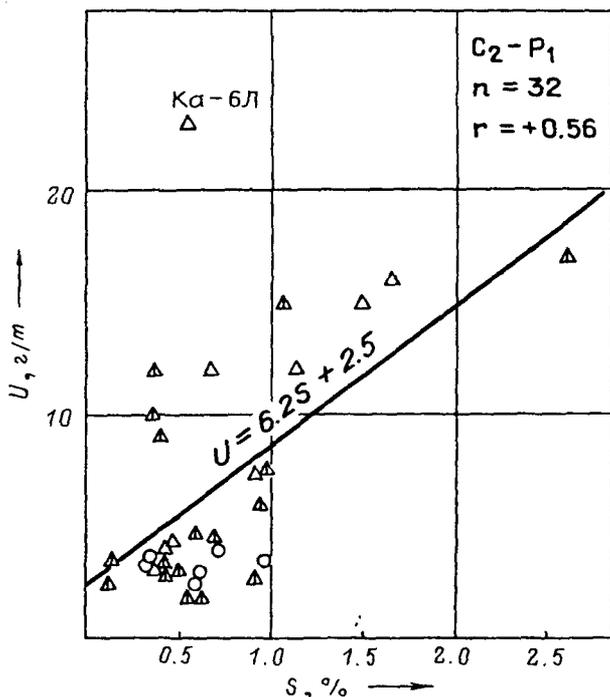


Рис. 54. Корреляция U—S, отложения C<sub>2</sub>—P<sub>1</sub>.  
Усл. обозн. см. рис. 49.

тектонической трещиноватости, дробления, обохривания и фосфатизации. О сильных миграциях радиоэлементов свидетельствует и резкая изменчивость отношения Ra/U, часто далекого от того, которое требуется радиоактивным равновесием.

Максимальные содержания U, не связанные с вторичными процессами, обнаружены в фосфоритовых конкрециях. Даже по средним данным (сборные пробы Ка-13Н, Ф) содержание U в них составляет 60—70 г/т, а частные пробы конкреций показывают до 110—120 г/т. Заметим, что многие фосфориты обогащены C<sub>орг</sub> до содержаний 10—12 %, так что U хотя бы отчасти может содержаться и в ОВ, а не только в фосфате.

В залегающих выше черных сланцах флишоидной формации P<sub>1</sub> содержание U снижается, но все еще превышает кларковый уровень; здесь встречаются сланцы, несущие 6—10 г/т U.

Итак, в согласии с результатами неоднократно проводившихся в сланцевой зоне массовых поисков, которые на отдельных участках детализации сопровождались бурением и проходкой канав, аномальные геохимические поля U отмечены в черносланцевых отложениях силура, нижнего визе и среднего карбона. При близости геохимического фона этих толщ, обусловленного высоким содержанием ОВ в черных сланцах, только для карбоновых горизонтов характерны резкие аномалии, превышающие фон в несколько раз, иногда на целый порядок (а по данным

детальных поисков — и на два порядка, до 0.0п %). Эти аномалии связаны с мощными вторичными процессами выщелачивания и переотложения вещества фосфатсодержащих черных кремнистых сланцев. Образующиеся при этом пористые высокоуглеродистые породы отличаются постоянными геохимическими аномалиями по фосфору, цинку, ванадию, барию, меди, иногда и стронцию, т. е. по всем тем элементам, которые концентрируются и в составе жильной минерализации.

Как было показано в разделе 2.4, развитие пористых пород очень четко контролируется разломной тектоникой, они зафиксировали зоны интенсивной циркуляции вод. Однако природа этих вод не установлена: были ли это горячие пластовые рассолы или холодные инфильтрационные воды, обогащенные серной кислотой вследствие окисления пирита. Какова бы ни была истинная природа ОПП (в пользу их гипергенно-инфильтрационной природы как будто данных больше, чем в пользу гидротермальной), но самые мощные эпигенетические аномалии урана приурочены именно к таким зонам — это высокоуглеродистые кремнистые брекчии, скрепленные алюмофосфатным цементом. Вполне очевидна мобилизационная эпигенетическая природа этих концентраций урана: выщелоченный из фосфоритов и отчасти из самих черных сланцев, здесь он вновь захватывается вторичными алюмофосфатами.

Если сравнить черные сланцы оюской свиты и среднего карбона, то даже при условии близких содержаний в них  $C_{орг}$  и  $P_2O_5$  последние в среднем несомненно богаче ураном (примерно в два раза). Следовательно, в среднем карбоне существовал еще какой-то дополнительный фактор ураноносности сланцев, не сводимый к литологии. Таким фактором могла быть дополнительная подача U в морской бассейн в результате эксгальвативной деятельности. Напомним, что в Елецкой зоне повышенным содержанием U отличаются те же самые отложения  $C_2$ , только в карбонатных фациях. Это может означать, что распределение U в отложениях карбона на огромной территории Севера Урала и Пай-Хоя контролировалось стратиграфическим фактором [108, с. 202].

Любопытные данные были получены при изучении радиобиологических профилей (анализы В. Г. Зайнулина в лаборатории А. И. Таскаева). В верхнем почвенном слое  $A_0$  содержания U обычно несколько выше, чем в подстилающих слоях  $A_1 + B$ , достигая 4 г/т (обр. Ка52/966). Однако это ниже, нежели в почвообразующем субстрате, особенно если этот субстрат представлен высокорadioактивными ОПП + ТБ, ОПП + МТБ. Таким образом, если судить по нашим малочисленным наблюдениям, в этих тундровых почвах, развивающихся по ураноносному горизонту  $C_{2-3}^2$ , концентрации урана не происходит. Содержания урана в опробованных растениях (черемша, листья и стебли ивы, полярная березка, дудник) в среднем на 0.5—1.0 порядок ниже, чем в почвах. Фоновые содержания радия в опробованных объектах (почвы, их субстрат, растения) составляют 0.5— $5.0 \cdot 10^{-6}$  г/т, что примерно соответствует кларковому соотношению между ураном и радием (при данных концентрациях урана). Аномалии радия отмечены только в пробах с аномальными содержаниями урана (20—50 г/т). Они достигают  $\sim 25 \cdot 10^{-6}$  г/т (обр. Ка52/897, жильный Мп-карбонат с натеками окислов Fe и Mn) и  $\sim 23 \cdot 10^{-6}$  г/т (обр. Ка52/968, ОПП + ТБ по субстрату черных кремнистых сланцев).

### 3.4. Типичные анионогенные литофилы

#### Бор

Из геохимии бора известно, что его накопление в осадках определяется целым рядом факторов [104, 108]. Оно связано, в частности, с содержанием обломочного турмалина, количеством и составом глинистых минералов, заносимых в осадок, т. е. с фактором терригенного привноса. С другой стороны, большую роль в концентрации бора могут играть процессы его аутигенного извлечения из морской воды (где его концентрация на два порядка выше, чем в пресных водах) глинистыми минералами и органическим веществом. При этом накопление бора в ОВ могло быть и прижизненным, и диагенетическим — путем поглощения В разлагающимися органическими остатками. Доказано, что при накоплении бора аутигенными глинистыми минералами (гидросланцами, глауконитами) важную роль играет низкая скорость седиментации. В этом случае бор, сорбированный на поверхности глинистых частиц, постепенно перемещается в решетку глинистого минерала. В континентальном литогенезе на содержаниях бора в осадках сильно сказывается климатический фактор, а также возникновение окисных сорбционных барьеров.<sup>3</sup>

Следует отметить, что, несмотря на большое число исследований, кларк бора в глинистых породах достоверно не определен. Можно принять цифру 100 г/т для морских глинистых пород в качестве верхнего предела кларка; в действительности, по-видимому, кларк бора ниже, чем 100 г/т (60—70?).

Для исследования геохимии В в отложениях сланцевой зоны Пай-Хоя Т. И. Иванова разработала специальный вариант количественно-спектрального метода; анализы около 200 сборных и более 50 частных проб из коллекции Я. Э. Юдовича выявили геохимический фон бора ([119], табл. 63). Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон В с мировыми субкларками по литотипам:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	87 ± 17	105 ± 20
Терригенные и туфогенные	81 ± 6	127 ± 10
Карбонатные	43 ± 8	20 ± 5

Как видим, пайхойские силициты и сланцы заметно обогащены бором по сравнению с мировыми субкларками, а карбонатные породы, напротив, обеднены (это может объясняться тем, что в наших карбонатах доминирует в нерастворимом остатке кварц, а не глинистое вещество).

Рассматривая распределение бора по разрезу, можно заметить несколько простых эмпирических закономерностей.

<sup>3</sup> Поэтому, несмотря на большую подвижность бора в водах зоны гипергенеза, он может накапливаться на вторичных сорбционных барьерах, возникающих в корях выветривания (окислы Fe и Al).

Фоновые содержания бора ( $\bar{x} \pm \sigma_x$ ) в 27 литостратиграфических подразделениях  
сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
O <sub>2</sub>	1		110 ± 10	
	2		150 ± 10	
	3			70 ± 25
O <sub>3</sub>	4		95 ± 10	
	5		190 ± 20	
S—D <sub>1</sub>	6			50 ± 10
	7	48 ± 11		
	8	111 ± 25		
D <sub>2</sub>	9			15 ± 5
	10	145 ± 15		
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> —D <sub>3</sub> <sup>1-1</sup>	11		200 ± 20	
	12			25 ± 10
	13		40 ± 10	
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> —C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	14		100 ± 10	
	15	35 ± 5		
	16		60 ± 15	
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	17			20 ± 5
	18	35 ± 5		
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	19	130 ± 40		
	20			7 ± 5
C <sub>2</sub> —P <sub>1</sub>	21	100 ± 50		
	22			5 ± 2
	23	110 ± 30		
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	24		145 ± 10	
	25			15 ± 5
	26		} 155 ± 10	
	27			
	28			35 ± 5

В отложениях хенгурской свиты O<sub>2</sub><sup>1</sup> средние содержания В по сборным пробам нарастают параллельно нарастанию глинистой примеси: глинисто-кремнистые сланцы (110 ± 10 г/т) → кремнисто-глинистые сланцы (137 ± 6 г/т) → глинистые сланцы (170 ± 10 г/т). Это подтверждается значимой корреляционной связью В—Rb в объединенной выборке (рис. 55, а), а также корреляцией с другими элементами-индикаторами глинистого вещества: Th, F и Ва. Впрочем, этот ряд не выдерживается в отложениях сопочинской свиты O<sub>3</sub><sup>1</sup>, где наиболее богаты бором не глинистые, а кремнисто-глинистые сланцы: 95 → 195 ± 35 → 180 ± 10 г/т. Карбонатные породы O<sub>2</sub>—O<sub>3</sub>, несущие значительное количество глинистой или алевритовой примеси, содержат в среднем 60 ± 10 г/т бора.

В нижней толеровой формации S—D<sub>1</sub> силициты и глинисто-кремнистые сланцы содержат в среднем 80 ± 13 г/т В, причем в сланцах больше

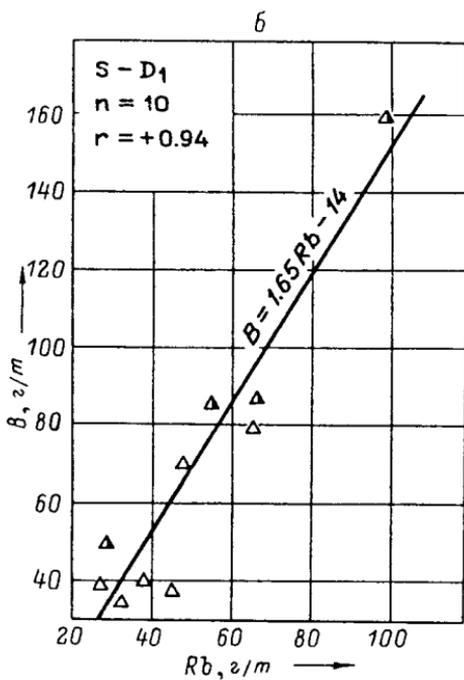
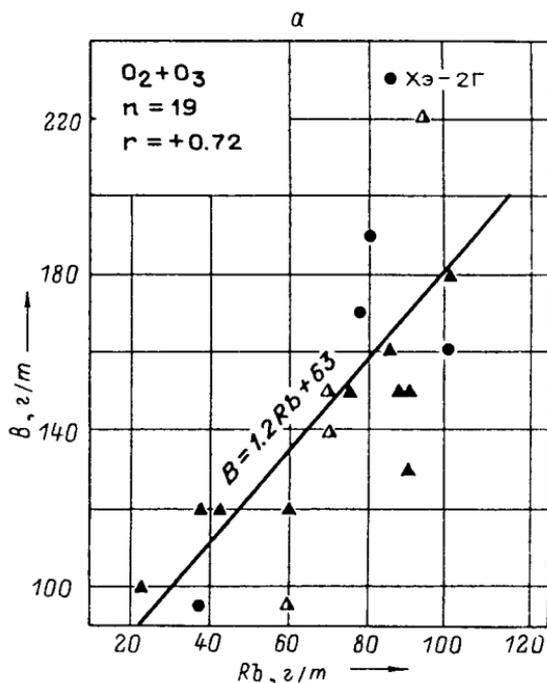
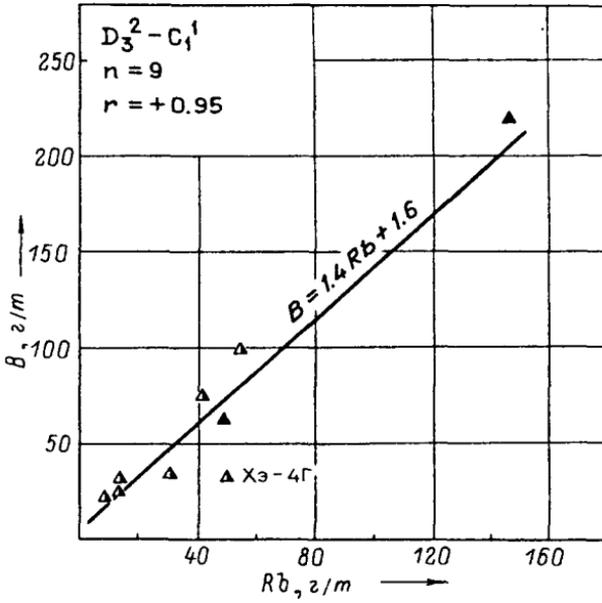


Рис. 55. Корреляция  $B-Rb$ , отложения  $O_2 + O_3$  (а),  $S-D_1$  (б),  $D_3^2-C_1^1$  (в) и  $C_2-P_1$  (г).  
 Усл. обозн. см. рис. 49.

8



2

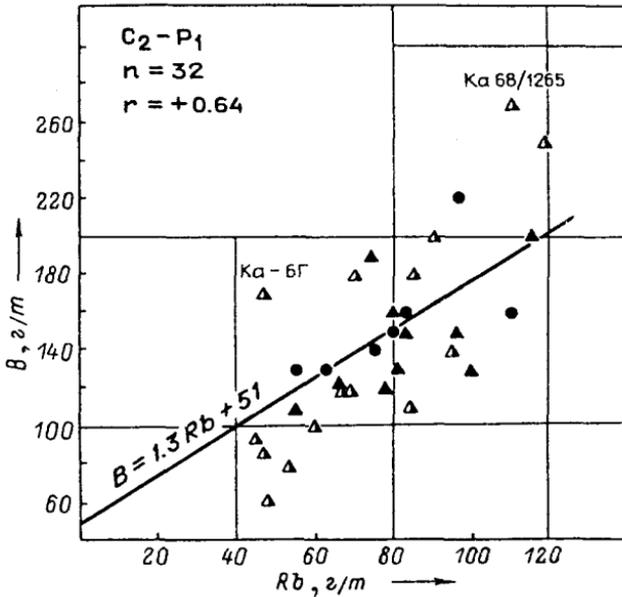


Рис. 55 (продолжение).

( $111 \pm 25$  при аномалиях до 170 г/т), а в силицитах меньше ( $48 \pm 11$  г/т). Четкая позитивная корреляция бора с Rb (рис. 55, б) и с Th указывает на связь с В глинистым веществом. В карбонатах содержания бора значительно ниже ( $15 \pm 5$  г/т), причем корреляционный анализ неожиданно выявляет связь В—MgO. Природа этой связи не ясна; хотя в теории допускают вхождение борат-иона в структуру эвапоритовых доломитов [95], более правдоподобной представляется связь В с силикатами типа монтмориллонита.<sup>4</sup> Глинистые сланцы падейской свиты  $D_2$  заметно богаче бором ( $200 \pm 20$  г/т), чем черные глинисто-кремнистые ( $145 \pm 15$  г/т), причем аномалии В достигают 400 г/т.

Для толщи  $D_2^2$ — $D_3^1$  ( $D_3^1$  у А. С. Микляева) характерна сильная дисперсия содержаний бора: от низких (16 г/т) в некоторых фтанитах до резко аномальных (250 г/т) в полосатых глинистых сланцах-ритмитах, представляющих собой туффиты (см. геохимическое описание, раздел 1.5). В этой выборке В обнаруживает позитивную корреляцию с элементами-индикаторами глинистого вещества (Rb, Th), а также с Se и Hg, которые здесь, может быть, являются вулканогенными компонентами.

В фамен-турнейской фтанитовой формации содержания бора нарастают от силицитов ( $25 \pm 5$  г/т) к глинисто-кремнистым ( $45 \pm 10$  г/т) и далее к кремнисто-глинистым сланцам, обнаруживая значительную дисперсию. Корреляция В с Rb (рис. 55, в) и с Th указывает, что и здесь носителем бора является глинистое вещество. В кремнистых известняках содержится в среднем 20 г/т В, но по сборным пробам отмечаются аномалии до 56 г/т.

В нижевизейской черносланцевой толще отмечается сильный разброс содержаний бора, но в целом силициты значительно беднее бором ( $55 \pm 10$  г/т), чем сланцы ( $130 \pm 40$  г/т). Резко аномальное содержание 670 г/т обнаружено в прослое светлого туфа. Ряд аномалий бора имеют, скорее всего, эпигенетическую природу, так как приурочены к ОПП, ТБ и МТБ. Так, в последних отмечалась аномалия до 1000 г/т, что уже требует присутствия здесь самостоятельных борных минералов.

В «окской» существенно карбонатной толще  $C_1^{2-2}$  среднее содержание В в известняках и доломитовых известняках близко к аналитическому порогу (10 г/т); намного выше оно в тонких черносланцевых пачках:  $20 \pm 5$  г/т во фтанитах и  $145 \pm 15$  г/т в черных кремнисто-глинистых сланцах.

В серпуховской толще среднее содержание В как будто не выше, чем в «окской», но имеются предварительные (к сожалению, не уточненные) данные об аномалиях бора — как в карбонатах, так и в пластовых баритах из кровли этой толщи.

В черносланцевых отложениях  $C_2$ — $P_1$  средние содержания бора устойчиво высокие: около 90 г/т в кремнистых и 120—140 г/т в смешанных кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых породах. При этом собственно глинистые сланцы<sup>5</sup> несут в среднем  $155 \pm 10$  г/т, а глинисто-крем-

<sup>4</sup> Может быть, не случайно в нормативных пересчетах анализов окской свиты, которые по своим материалам делала аспирантка О. С. Мерц, «на кончике пера» неизменно появлялся монтмориллонит.

<sup>5</sup> Напомним читателю, что к глинистым относятся породы с величиной гидролизатного модуля  $ГМ > 0.30$ , к кремнисто-глинистым —  $0.30—0.20$ , к глинисто-кремнистым —  $0.20—0.10$  и к кремнистым  $0.10$  (см. Геохимическое описание, раздел 1.1).

нистые могут содержать и до 260 г/т бора. В силицитах и смешанных породах бор коррелирует не только с компонентами глинистого вещества — Rb (рис. 55, 2) и Th, но иногда также и с  $C_{орг}$ , Se, Hg. В карбонатах этого интервала разреза средние содержания В растут от известняков (5—37 г/т) к мергелям ( $35 \pm 5$  г/т), причем корреляция В с выходом нерастворимого остатка и с «терригенными» элементами Th, F может указывать на тяготение бора к глинистой части карбонатных пород.

Итак, рассмотренный материал показывает, что глинистое вещество в наших толщах часто оказывается носителем бора — факт, хорошо известный по работе Х. Хардера [95]. Однако в ряде случаев кремнисто-глинистые сланцы оказываются богаче бором, чем глинистые. Это значит, что здесь проявляет себя какой-то иной фактор. Опять-таки из работы Хардера стало известно, что таким фактором могла быть низкая скорость седиментации. В таких условиях возможно формирование аутигенных гидрослюд, которые способны к значительному поглощению бора из морской воды в процессе своего образования. Именно по этой причине современные пелагические глинистые осадки океана (где доминирует аутигенная силикатная фаза) значительно богаче бором, чем глинистые осадки шельфов.

Таким образом, можно думать, что одним из основных факторов, обусловивших повышенный геохимический фон бора в сланцевых формациях Пай-Хоя, были глубоководность бассейна и связанная с этим низкая и очень низкая (во фтанитовой формации — см. [35]) скорость седиментации.

Из геохимии бора известна также двойственная тенденция его связи с органическим веществом. С одной стороны, аквагенное ОВ могло бы накапливать бор и быть одной из фаз-носителей бора [126]. Но для этого содержания ОВ должны быть особенно высоки (только в черных сланцах-кахитолитах — [124, с. 24]), а кроме того, такая связь, если она и существовала, может нивелироваться катагенезом ОВ. Как известно из угольной геохимии [105], бор подвергается сильному выносу из угольного ОВ в процессах катагенеза (угольного «метаморфизма»). Поэтому можно думать, что В, первоначально присутствовавший в аквагенном ОВ черных сланцев в форме  $B_{орг}$ , был в значительной мере потерян, и в настоящее время мы имеем дело лишь с бором, занимающим прочные структурные позиции в составе гидрослюд и, возможно, аутигенного турмалина. Последний иногда отмечался А. Н. Шулеповой при описании шлифов пайхойских черных сланцев. В то же время, если ОВ в породах немного и оно даже теоретически не могло бы служить носителем В, то возможен эффект отрицательной корреляции  $B-C_{орг}$ , выявленный, по-видимому, впервые Р. Игером в угленосных отложениях карбона Англии [158]. Дело в том, что при малых содержаниях ОВ в породах часть его может быть в растворимой форме и давать с глинистым веществом прочные органо-глинистые комплексы, называемые в угольной петрографии *сорбомикстинитом* [128, с. 13]. В таких комплексах активные центры на поверхности глинистой фазы блокированы органикой и не в состоянии захватывать бор из раствора. Может быть, именно такова природа отрицательной корреляции  $B-C_{орг}$  в низкоуглеродистых отложениях  $O_2-O_3$  (рис. 56).

В нижневизейских сланцах устанавливаются также аномалии бора, связанные с вторичными процессами мощного серно- и фосфорнокислого

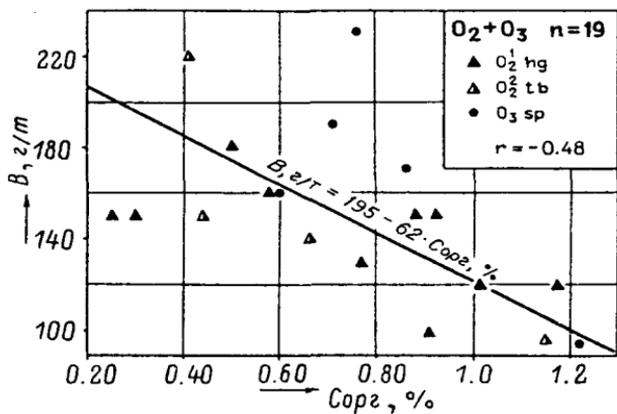


Рис. 56. Корреляция  $B-C_{\text{орг}}$ , отложения  $O_2 + O_3$ .  
Усл. обозн. см. рис. 49.

выщелачивания. По-видимому, в момент развития этих процессов, сопряженных с мощными миграциями фосфора, цинка, меди, селена, урана, в породах еще сохранялись подвижные формы бора, способные к миграции.

Наконец, реальное значение мог иметь фактор синхронного вулканизма. Резкие аномалии  $B$  в прослоях туфов и туффитов, а иногда также корреляция бора с такими «эксгалативными» элементами, как  $Hg$ ,  $Se$  и  $F$ , подсказывают, что вспышки эффузивного и эксплозивного вулканизма могли сопровождаться заносом бора в морской бассейн и поглощением его аутигенными глинистыми минералами.

Вполне вероятна ситуация, когда все три названных фактора борности черных сланцев сочетались. Скорее всего, именно это мы видим в падейской свите  $D_2$ . Во-первых, сланцы падейской свиты наиболее глинистые во всем разрезе, и в них, следовательно,— наибольшее количество возможного носителя бора — гидрослюд. Во-вторых, они накапливались в глубоководном бассейне [103], что позволяет допускать замедленную седиментацию и как следствие — формирование аутигенных гидрослюд. В-третьих, петрохимические аномалии и рудность падейской свиты явно связаны с вулканизмом (барий, марганец, колчеданы). В итоге мы имеем в падейской свите и повышенное среднее содержание бора в сланцах, и мощные аномалии бора в баритоносном интервале разреза.

### Фтор

Фтор определялся Т. И. Ивановой методом приближенно-количественного эмиссионного спектрального анализа (с ошибкой воспроизводимости  $\sim 30\%$ ) по молекулярной полосе  $CaF^+$ . Этот анализ давно практикуется в Институте геологии и зарекомендовал себя вполне удовлетворительно, во всяком случае, как экспрессный метод изучения геохимического фона фтора. При очень высоких ( $> 0.3\%$ ) и очень низких ( $< 50 \text{ г/т}$ ) содержаниях фтора нужно применять иные методы [108, с. 152].

Распределение фоновых содержаний F в палеозойском разрезе показано в табл. 64. Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон F с мировыми субкларками по следующим литотипам:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	720 ± 130	300 ± 50
Терригенные и туфогенные	780 ± 100	300 ± 50
Карбонатные	640 ± 70	220 ± 40

Таблица 64

**Фоновые содержания фтора ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 20 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т**

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
O <sub>2</sub>	1	}	200 ± 50	210 ± 40
	2			
	3			
O <sub>3</sub>	4	}	350 ± 100	230 ± 40
	5			
	6			
S-D <sub>1</sub>	7	}	300 ± 50	200 ± 40
	8			
	9			
D <sub>2</sub>	10	}	300 ± 50	160 ± 70
	11			
	12			
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> -D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	13	}	300 ± 100	220 ± 70
	14			
	15			
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	16	}	150 ± 50	245 ± 40
	17			
	18			
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	19	}	260 ± 50	340 ± 50
	20			
	21			
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	22	}	300 ± 50	110 ± 20
	23			
	24			
C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	25	}	400 ± 50	240 ± 50
	26			
	27			
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	28	}	250 ± 50	
	29			

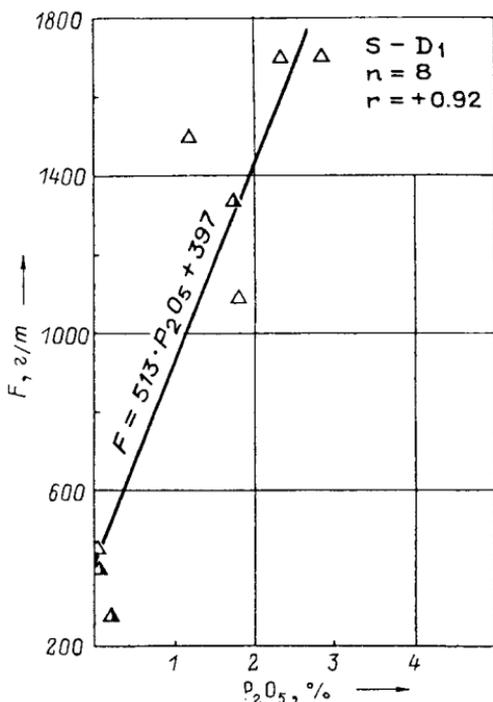


Рис. 57. Корреляция  $F-P_2O_5$ , отложения S—D<sub>1</sub>.

Усл. обозн. см. рис. 49.

Как видим, пайхойские черные сланцы значительно обеднены фтором (особенно карбонатные литотипы) по сравнению с мировыми субкларками. Самые низкие фоновые содержания отмечаются во фтанитовой формации, где очень мало потенциальных носителей фтора — гидрослюд и фосфатов. Например, в силицитах нижней толеровой формации содержания F линейно зависят от содержаний фосфата (рис. 57). Абсолютный максимум фоновых содержаний фтора наблюдается в кремнисто-глинистых и глинистых сланцах C<sub>2-3</sub>, а среди карбонатных пород — в серпуховских. Это согласуется с присутствием в толще C<sub>2-3</sub> фосфоритов, а в серпуховских карбонатах — флюорита. В целом же можно утверждать, что выявленный на Северном Урале комплексный геохимический горизонт (или несколько сближенных горизонтов) в C<sub>1</sub>—C<sub>2</sub>, обогащенный ураном, фтором, стронцием и барием [108], прослеживается и на Пай-Хое. В связи с этим возникает естественный вопрос: почему в отложениях C<sub>2</sub> на Печорском Урале имеется макроскопический флюорит [108, 120], тогда как в том же геохимическом горизонте на Пай-Хое флюорит отмечается только в его серпуховской части и отсутствует в среднекарбоневой? Ответ на этот вопрос очевиден и определяется литологическим составом горизонта: флюорита в C<sub>2</sub> нет<sup>6</sup> потому,

<sup>6</sup> Если не считать аксессуарный микроскопический флюорит, обнаруженный в фосфоритовых конкрециях [43]. Очевидно, в такой форме «минерализуется» избыточный F, сбрасываемый при катагенезе фосфатного вещества (об избыточном фторе F<sub>изб</sub> см., например, в нашем очерке геохимии урана в черных сланцах [128, с. 139]).

что фтор рассеивался по кристаллическим структурам гидрослюд и фосфатов; в карбонатных же породах F был непрочно сорбирован на карбонатном веществе и легко мобилизовался в поздние кальцитовые прожилки с образованием флюорита [108, с. 156].

### 3.5. Металлы-тиофилы

*Медь, свинец, цинк*

В распределении этих рудных элементов-тиофилов имеется сходство, иногда значительное. Однако в палеозое сланцевой зоны Пай-Хоя сопряженную геохимическую пару образуют только Cu—Zn, Pb обнаруживает более сложное распределение.

Фоновое содержание (по сборным пробам, количественными методами) удалось изучить только для Cu и Pb; количественные определения Zn сделаны в основном только для аномальных проб. Распределение фоновых содержаний Cu и Pb в палеозойском разрезе показано в табл. 65. Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон с мировыми субкларками по следующим литотипам:

Литотипы черных сланцев	Субкларки		Геохимический фон Пай-Хоя	
	Cu	Pb	Cu	Pb
Кремнистые	100 ± 16	17 ± 2	40 ± 10	2 ± 1
Терригенные и туфогенные	100 ± 8	29 ± 2	40 ± 20	3.5 ± 1.5
Карбонатные	55 ± 26	26 ± 2	17 ± 10	2 ± 0.5

Выясняется, что пайхойские черные сланцы сильно обеднены медью и свинцом по сравнению с мировыми субкларками: по Cu примерно в 2.5 раза, а по Pb еще сильнее, в среднем — на целый порядок. Такая разница объясняется разными преобладающими источниками этих элементов в черных сланцах: медь преимущественно гидрогенная, тогда как свинец в основном терригенный и (или) вулканогенный.

В отложениях палиноровой формации O<sub>2</sub>—O<sub>3</sub> среднее содержание Cu и Zn количественно изучить не удалось. Средние содержания Pb укладываются в интервал 2—8 г/т с общим средним около 4 г/т. Здесь была зафиксирована только одна аномалия по Zn в нижнем течении р. Хенгурью — в прослое (2—3 см) кремнисто-карбонатной породы с обильным крупным пиритом среди кремнисто-глинистых сланцев. В этом прослое (обр. Хэ23-2737) содержится около 0.5 % Zn. Единичность этой аномалии заставляет предполагать ее эпигенетическую природу и связывать ее с близостью крупных интрузий девонских диабазов.

В черносланцевых отложениях силура—нижнего девона, в кремнистых и глинисто-кремнистых сланцах содержится 30—60 г/т Cu с общим средним около 40 г/т. Отмечено несколько аномалий в интервале 100—500 г/т. Некоторые из них отвечают углеродистым сланцам, и повышенные содержания Cu сочетаются в них с аномалиями по ванадию. Однако есть и такие, где содержание в породах C<sub>орг</sub> невысокое, а Cu сопровождается

Фоновые содержания Cu и Pb ( $M \pm \sigma_{me}$ ) в 13—17 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов					
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые		Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые		Карбонатные породы	
		Cu	Pb	Cu	Pb	Cu	Pb
O <sub>2</sub>	1						
	2				} 3.5 ± 1.5		
	3						3.6 ± 0.5
O <sub>3</sub>	4						
	5				} 3.5 ± 1.5		
	6						2.0 ± 0.6
S—D <sub>1</sub>	7						
	8	} 50 ± 20	} 2.0 ± 1.0				
	9						
10						(12 ± 5)	(3 ± 2)
D <sub>2</sub>	11			Cu = 40 ± 20			
	12			} Pb = 5 ± 2			
	13					(18 ± 10)	(7 ± 3)
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> —D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	14						
	15			} 30 ± 20	} 2 ± 1 10 ± 3		
	16	} 30 ± 10	2 ± 1				
17				(25 ± 10)	(15 ± 6)		
18							
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	19	} 40 ± 10	} 2 ± 1				
	20					(11 ± 5)	1 ± 0.5
	21			25 ± 5			
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	22						1 ± 0.5
	23						
	24			} 45 ± 15			
25					(22 ± 10)	1 ± 0.5	
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	26					(17 ± 10)	1 ± 0.5
	28						

Примечание. В скобках — полуколичественные данные.

Zn и Pb. Здесь не вызывает сомнения присутствие в породах рассеянной сульфидной минерализации. Для суждения о природе этой минерализации (син- или эпигенетическая) у нас недостаточно данных. Заметим, что фоновые содержания Pb в этих отложениях не превышают 2 г/т.

В отложениях палеийской свиты D<sub>2</sub> при средних содержаниях Pb в глинистых сланцах около 4 г/т, отмечены сильные аномалии в пиритовых конкрециях, характерных для одного из горизонтов. Иногда в них виден и макроскопический галенит [143]. Несомненно, с пиритом нужно связывать и повышенные содержания Pb в баритовых и существенно карбонатных конкрециях, ибо все они содержат большое количество пирита. Иногда Pb сопровождается Cu и Zn; поскольку иногда встречаются аномалии Pb, Cu и Zn не только в конкрециях, но и в самих сланцах,

Аномальные содержания Рb в отложениях падейской свиты, г/т

Номер пробы	Порода	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Pb	Cu	Zn
Ka15-206	Сланец глинистый филлитовидный	0.40	1.75	100	2300	230
Ka77-1465	Алевросланец	3.26	1.00	50	190	550
Ka15-161	Конкреция баритовая с обильным пиритом	11.10	1.21	350		
Ka15-171a	Конкреция существенно баритовая	8.80	0.44	100		
Ka15-172	То же	6.74	1.22	130		
Ka15-173	» »	5.84	0.40	46		
Ka15-174	» »	3.65	0.69	52		
Ka15-221	» »	2.00		52		
Ka15-178	Конкреция кальцит-пиритовая	5.50		320		
Ka15-179	» пирит-кальцитовая	23.50		350		
Ka15-185	» пирит-кальцит-кремнистая	10.98		120		
Ka15-187	» пирит-кальцитовая	23.50	0.50	120		
Ka15-228	» кальцит-пиритовая	13.50		430	90	80
Ka15-232	» кремнисто-пиритовая	0.66		330		
Ka15-218	То же	0.44		470	110	240
Ka15-235	Конкреция существенно пиритовая			1200	110	200

можно предполагать, что конкреционные аномалии отражают несколько повышенный фон рудных элементов во вмещающих породах. Как видно из табл. 66, в существенно пиритовых конкрециях содержания Рb доходят до 1200 г/т; среди других конкреций более богатые пиритом карбонатные конкреции несут 300—400 г/т Рb, а более бедные баритовые — 50—130 г/т. Правда, соотношения эти не очень строгие: прямая зависимость между содержаниями пирита и Рb в конкрециях, по-видимому, нет. Это может означать, что пириты разных конкреций и сами по себе отличаются по содержаниям Рb. Судя по анализу существенно пиритовой конкреции Ka15/235, соотношение Рb : Zn : Cu составляет примерно 10 : 2 : 1. Отмечаемые иногда в верхних горизонтах падейской свиты аномалии по Zn приурочены к марганценовым кремнисто-карбонатным конкрециям и связаны, скорее всего, не с пиритом, а с Zn-родохрозитом или с Zn-сидеритом. Например, в пр. Ka15/256 из длинного конкреционного тела кремнистого карбоната с пиритом, содержащего около 12 % нормативного MnCO<sub>3</sub>, содержится 1200 г/т цинка. Рентгеновский анализ показывает присутствие здесь кварца, кунгориита, Mn-сидерита, пирита и шамозита. Цинк мог бы входить в оба Mn-карбоната и в шамозит, а также присутствовать в виде сульфида.

Средние содержания Cu по трем сборным пробам падейских зеленовато-серых глинистых сланцев — около 40 г/т. Слабоуглеродистые черные глинисто-кремнистые сланцы верхов свиты богаче медью (53 г/т), что, видимо, отражает повышенный геохимический фон Cu в этой части разреза, где располагаются конкреции Mn-карбоната.

В ритмичной флишоидной толще D<sub>2</sub><sup>2</sup> — D<sub>3</sub><sup>1-1</sup> средние содержания Cu по сборным пробам около 30 г/т, но в одной из сборных проб кремнистых

Аномальные содержания Cu, Zn, Pb, As, Ni в сборных и частных пробах отложений D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>t, г/г

Номер пробы	Порода	n	Cu	Zn	Pb	As	Ni
Сборные пробы							
Ка-4Е	Кремнистые сланцы	3	75	(100)	(18)		18
Ка-9А	Известняки	5	(32)		(56)		(18)
Ка-14Ж	Фтанитоиды	5	27	(42)	(18)		78
Ка-14П	»	3	(100)	(75)			43
Ка-14Р	Яшмоиды	4	23				76
Хэ-4ББ	Пористые углисто-кремнистые сланцы	5		(100)	2		(10)
Хэ-4В	Сланцы глинисто-карбонатно-кремнистые	4	(32)		171	20	(75)
Хэ-Г	Сланцы глинисто-кремнистые	4	(24)	(42)	5	20	(100)
Хэ-4Д	Сланцы карбонатно-кремнистые	4	(18)		40	136	(75)
Хэ-4Е	Сланцы кремнисто-глинистые	9	(50)	(200)	9	20	(10)
Хэ-12А	Известняки кремнистые.	3	(18)	(130)	2	20	
Хэ-12ВА	Фтанитоиды	4	(10)		2	35	(75)
Хэ-12ГА	»	4	(18)	(42)	2	29	(130)
Хэ-12Д	»	5	(18)		25	20	(18)
Частные пробы							
Ка18-335	Яшмоид выщелоченный с окислами Fe и Mn		(300)	(75)	(10)	(500)	
Ка21-379	Охра по яшмоиду		880	60	50	200	(10)
Ка21-396	Пористая порода по спонголиту		(50)	(500)	(50)		(100)
Ка57-1029	Кремень темный		(500)	(200)	(20)	(200)	(900)
Ка57-1045	Сланец глинисто-кремнистый		(70)	(30)	37	167	(70)
Ка57-1038	Фтанит		(10)			(500)	(10)
Ка57-1057	Кремни зеленые		1200	60	240	(20)	(100)
Ка57-1056	Светлый карбонатный кремень		4600	140	180	38	(50)
Ка57-1063	Серые кремни с пиритом		120	1900	50		(20)
Ка85-1537	Жильный родохрозит с Mn-окислами		200	1700	40		(200)
ВШ-2006	Сланец углисто-глинистый		(100)	(300)	(20)	(20)	(40)
ВШ-2010	Сланец глинистый		(20)	(300)	(20)	(10)	(10)
Се23-2206	Известняк		(200)		(50)	(10)	(30)
Се23-2207	Яшмоид с зеленью		(10)		(10)	(20)	(50)
Се23-2208	Яшмоиды розовые и зеленые		(20)		(70)	(20)	(10)
Се23-2211	Сланец карбонатно-кремнистый		(30)	(50)	(20)	(30)	(50)
Се23-2213	То же		(30)	(10)	(20)	(50)	(50)
Се23-2215	» »		(30)	(20)	(20)	(50)	(50)
Се23-2216	Фтанитоид		(100)		(10)	(30)	(70)
Хс4-2552	Яшмоид сургучный		(10)	1	(10)	(500)	(10)
Хс4-2256	Известняк белый с малахитом		(700)		(20)		(50)
Хс5-2560	Сланец хлоритово-известково-кремнистый		(50)	(10)	(800)		(10)

Примечание. В скобках — полуколичественные данные.

сланцев — 70—80 г/т. Мало в этой толще и Pb, Zn и нет геохимических аномалий по этим элементам.

Явно обогащены полиметаллами отложения фтанитовой формации  $D_3^2-C_1^1$ , что видно даже из рассмотрения средних данных (табл. 67). Средние содержания Cu обычно более 20 г/т, цинка (по полуколичественным данным) до 200 г/т, Pb — до 40—60 г/т. Необходимо иметь в виду, что эти цифры относятся к высококремнистым (или карбонатно-кремнистым) породам с очень небольшим количеством глинистого вещества. Например, количественный анализ сборной пробы Ка-14Ж, составленной из 5 проб карских яшмоидов, обогащенных Mn (5.21 % MnO), показал 27 г/т Cu. Кажется, что это совсем немного, но по данным силикатного анализа содержание в этой пробе глинистого вещества — возможного носителя Cu — не превышает 5 %. Если пересчитать Cu на этот носитель, получится резко аномальное содержание — более 500 г/т. Хотя в действительности форма нахождения Cu в этих породах неизвестна (скорее всего, это субмикроскопическая сульфидная форма), такие рассуждения обнажают аномальный уровень содержаний Cu. Повышены и средние содержания Pb. В пробе Хэ-4В, составленной из четырех проб глинисто-кремнистых сланцев с речки Хенгурсё (левый приток р. Хейяха), определено количественно 170 г/т Pb, а полуколичественные анализы некоторых из этих сланцев показывают до 800 г/т Pb. Такие содержания возможны лишь при наличии свинцовой минерализации, и не вызывает сомнения, что более детальные минералогические исследования ее установят. Исключительно мощные аномалии найдены в пачке яшмоидов на руч. Громашор, левом притоке р. Кары. Содержание Pb в болотно-зеленых яшмоидах составляет 240 г/т (Cu — 1200, Zn — 60 г/т), а содержание Cu в светлых карбонатных фтанитоидах — 4600 г/т (Pb — 180, Zn — 140 г/т). В этом же стратиграфическом интервале находятся и светлые кремнисто-пиритовые ритмиты, опробованные несколько выше по Громашору и показавшие 1900 г/т цинка (120 г/т Cu, 50 г/т Pb). Эти цифры и первичный, неизменный облик опробованных пород показывают, что мы здесь имеем дело с мощными сингенетичными концентрациями полиметаллов, достигающими, в сущности, уровня рудных.<sup>7</sup>

Как отмечают работники ВСЕГЕИ, обобщившие данные ряда пайхойских геологов (к сожалению, как правило, без корректных ссылок), «медное оруденение синхронно и сингенетично марганцевому и приурочено к пачке яшмовидных пород центральной градации. Это оруденение (халькопирит, халькозин, борнит, медная зелень и азурит) фиксируется в мраморовидных гидротермально-осадочных известняках и гематитизированных марганцовистых калькаренитах. Оруденение прожилково-вкрапленное, бедное, со средним содержанием меди менее 0.5 %. Свинцовая прожилково-вкрапленная минерализация выявлена в ряде точек вдоль границ центральной фациальной зоны с присклоновыми и локализована в грубообломочных карбонатных турбидитах, залегающих непосредствен-

<sup>7</sup> Наличие медной зелени в белых мраморовидных известняках среди пачки яшмоидов было отмечено еще при первых геологических съемках Пай-Хоя; однако этим находкам не было придано того значения, которое они имеют: как указания на зараженность медью (и не только медью) целого интервала разреза  $D_3^2$ .

Сравнение признаков верхнедевонских «металлоносных геологических формаций» Центрального Казахстана (атасуйский тип оруденения) и Пай-Хоя.  
По В. С. Рогову и др. [79, с. 13] с незначительной редакцией

Признаки	Центральный Казахстан	Пай-Хой
Возраст формации	D <sub>3</sub> fm	D <sub>3</sub> fr <sub>2</sub> +fm
Возраст оруденения	D <sub>3</sub> fm <sub>2</sub>	D <sub>3</sub> fm <sub>2</sub>
«Родовое определение» формации	Карбонатная	Кремнистая
Вещественный состав формации	Аргиллитово-кремнисто-карбонатная	Калькаренитово-кремнистая
Главные (и второстепенные рудные) минералы	Гематит-магнетит-браунит-гаусманит (барит, галенит, сфалерит)	Халькозин-борнит-гематит-родохрозит-манганокальцит-манганодолomit-манганоканкерит-кутнагорит (барит, галенит)
Источник рудного вещества	Эндогенный	Эндогенный
Тип оруденения	Гидротермально-осадочный	Гидротермально-осадочный
Вулканизм дорудный	Интенсивный липарит-базальтовый	Отсутствует
Вулканизм синрудный	Слабый липарит-базальтовый	Следы пирокластики
Палеотектоническая позиция формации	Вторичный геосинклинальный прогиб(?), граничащий с блоками ранней консолидации (тафроген?)	Интракратонная геосинклиналь (рифт?)
Палеофациальные условия образования формации	Прибрежно-морские и мелководные фации «иловых впадин» в архипелаге островов	Глубоководные фации (ниже критической глубины карбонатакопления)
Второй этап рудообразования	Турнейский, гидротермально-метасоматический	Отсутствует
Рудные минералы второго этапа	Барит-галенит-сфалерит	»

но над пачкой яшмовидных пород. Образование железного, марганцевого, медного и свинцового оруденения, аномалий мышьяка и цинка связано с одноактной активизацией гидротермальных процессов и выносом рудных элементов одними и теми же растворами» [79, с. 9]. По-видимому, В. С. Рогов был первым геологом, кто попытался сопоставить полиметалльные проявления в яшмоидах с «атасуйским типом» оруденения, известным в фауне Центрального Казахстана (табл. 68).

Как следует из табл. 68, верхнедевонские «металлоносные геологические формации» Пай-Хоя и Центрального Казахстана имеют черты как сходства, так и различия. «Совпадают генезис и источник рудного вещества, близки геохимические ассоциации рудных элементов и возраст вмещающих отложений. Однако очевидны и существенные различия: резко отличаются палеогеографические и палеотектонические обстановки времени накопления рудных и рудоносных осадков, вещественный состав формаций (а следовательно, различны и «родовые» определения форма-

ций), интенсивность вулканической, магматической и связанной с ними гидротермальной деятельности, интенсивности постдиагенетического рудообразования. В целом фтанитовая марганценосная формация Пай-Хоя обладает лишь некоторыми чертами и особенностями, присущими рудоносной формации, вмещающей месторождения атасуйского типа. Маловероятно также обнаружение месторождений полиметаллических руд атасуйского типа, поскольку в этом районе практически не проявился второй, гидротермально-метасоматический, этап рудообразования, с которым в Успенской тектонической зоне связаны все месторождения этих руд: ближайшая по времени вспышка гидротермальной деятельности на Пай-Хое произошла в конце серпуховского века...» [79, с. 13].

Итак, классический металлогенетический анализ школы Ю. А. Билибина приводит к заключению о бесперспективности отложений  $D_3$  на Пай-Хое в отношении оруденения «атасуйского типа».

Трудно сказать, все ли бесспорно в таком анализе и так ли необходимо искать полных аналогий оруденения в регионах, столь непохожих по своему геологическому строению. Во всяком случае, стоит вспомнить о том, что 25—27 мая 1982 г. в г. Каражал в Казахстане состоялось III Всесоюзное совещание по марганцевым рудам СССР «Осадочное и вулканогенно-осадочное марганцевое рудообразование». В решении этого представительного научно-производственного форума было, в частности, записано следующее: «...Усилить поисковые работы в перспективных районах страны (тогда еще страна, в которой мы жили, называлась СССР — *Авт.*). К числу перспективных, требующих первоочередного внимания, относятся: Северный Урал, Пай-Хой и о-в Новая Земля с перспективными на карбонатные, окисные и окисленные руды отложениями перми и палеогена». *Таким образом, Пай-Хой рассматривался как перспективный район.*

Ряд аномалий тиофилов в толще  $D_3$ — $C_1^1$  имеет и эпигенетическую природу: они встречаются в выщелоченных, гидротермально проработанных яшмоидах и черных пористых выщелоченных высокоуглеродистых кремнистых сланцах (ОПП). Они наиболее четко выражены по цинку и менее контрастны по меди и свинцу. Очевидно, цинк, содержащийся во вмещающих породах в повышенных концентрациях, легче других металлов вовлекался в миграцию (известно, что сфалерит растворяется в кислых средах в отличие от очень трудно растворимых сульфидов  $Cu$  и  $Pb$ ) и впоследствии в какой-то форме фиксировался в пористых породах. Свидетельством этого является присутствие цинка и в заведомо эпигенетических карбонатных минералах — жильных родохрозитах.

Нижневизейская черносланцевая толща характеризуется еще более высокими средними концентрациями  $Cu$  (около 40 г/т для всех разновидностей кремнистых и смешанных пород). Существенно, что много  $Cu$  содержат здесь и карбонатные породы: некоторые сборные пробы показали до 50 г/т. Характерно присутствие небольших эпигенетических аномалий в пористых углеродистых кремнистых сланцах с вторичными фосфатами. С этими же породами связаны и небольшие аномалии по свинцу (20—60 г/т), что, однако, значительно выше геохимического фона  $Pb$  в этих отложениях, близкого к 2 г/т. Хотя средние содержания  $Zn$  в этих породах не были надежно определены, наличие эпигенетических

Аномальные содержания Zn и его спутников в отложениях  $C_1V_{1+2}$ , г/т

Номер пробы	Порода	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Zn	Cu	Pb	Cd
		%					
Ка30-554	Сланец кремнистый	0.48	6.34	790	1000	60	20
Ка31-572	Пористый углисто-кремнистый сланец	0.1	6.66	240	60	130	10
Ка36-598				560	40	50	5
Ка49-790	Фтанит «визейский»	0.62	3.40	830	40	40	45
Ка51-866а	Сланец кремнистый	1.76	5.76	920	60	30	45
Ка53-970	То же	2.64	5.04	950	80	30	65
Ка49-793	Конкреции фосфоритовые	4.29		1500	90	100	90
Ка67-1191	То же	2.99	3.20	710	20	60	25
Ка67-1195	Конкреции фосфоритовые, сильнокремнистые			1100	30	30	25

аномалий (табл. 69) и обильной жильной сфалеритовой минерализации позволяет думать, что и фон Zn повышен. Аномалии Zn отмечены в черных кремнистых сланцах, содержащих 5—6 % C<sub>орг</sub>, в выщелоченных пористых разновидностях этих сланцев, иногда также в массивных фтанитах, содержащих 2—4 % C<sub>орг</sub>, и нередко — в фосфоритовых конкрециях, в которых должен присутствовать сфалерит.<sup>8</sup> Именно в них зафиксированы максимальные содержания Zn (1500 г/т) и Cd (90 г/т). Последний обычно коррелирует с Zn, но соотношение их не остается постоянным, а колеблется в интервале 1 : 20 — 1 : 50. Не вызывает сомнения, что с повышенным отношением Cd : Zn, свойственным именно черным сланцам, связано образование высококадмиевых сфалеритов, открытых на Пай-Хое и содержащих до 6.83 % мол. % Cd [147, с. 148]. Эти сфалериты отличаются сильной фосфоресценцией, термолюминесценцией, увеличенным параметром элементарной ячейки, повышенной плотностью. Например, изученный А. Б. Макеевым наш образец желтого сфалерита из района Сульванитового Лога на р. Каре (местность ниже руч. Гермес) при плотности  $4.08 \pm 0.005$  г/см<sup>3</sup> содержал 4.2 % мол. Cd.

Ощутимые содержания Cu прослеживаются и в окско-серпуховской существенно карбонатной толще; в самих карбонатных породах содержится всегда не менее 10 г/т Cu, а в кремнях и сланцах — в среднем 25 г/т. Хотя окско-серпуховские карбонаты несомненно уступают по содержаниям Cu нижневизейским, можно подметить, что повышенная доломитовость пород сопровождается и увеличением содержания Cu.

В среднекарбовой черносланцевой толще среднее содержание Cu для всех кремней и сланцев такое же, как в нижневизейской, — около 40 г/т (30—80 г/т по сборным пробам). Средние содержания Pb обнаруживают здесь дисперсию, возможно, отражающую геохимическую неоднородность разреза. Часть их такая же, как в отложениях  $C_1^{2-1}$ , — около 2 г/т, но в других сборных пробах содержится 5—12 г/т. Аномалии по

<sup>8</sup> Но нельзя исключить и присутствие фосфатной формы цинка [128, с. 240].

частным пробам достигают 50 г/т; все они связаны с высокоуглеродистыми сланцами и, по-видимому, сингенетичны.

Аномалии по Zn распространены меньше, чем в визейских отложениях; они встречены в углисто-кремнистых сланцах нижней пачки  $C_{2-3}^a$ , литологически сходной с визейской; здесь они достигают 200—300 г/т, а по непроверенным данным полуколичественного анализа — даже 2000 г/т. Характерны они также и для некоторых фосфоритовых конкреций в этой пачке, где несомненно наряду с пиритом есть и сфалерит. Особый интерес представляют признаки минерализации в углистых, глинисто-карбонатных сланцах с фосфоритовыми конкрециями. Минерализация такого типа, обнаруженная и Н. И. Тимониным на правом берегу р. Кары ниже устья руч. Громшор и нами на левом берегу р. Кары в 2 км выше устья М. Серью, может представлять собой особый генетический тип. Углистые сланцы с конкрециями, с обильными налетами малахита, азурита, может быть и бирюзы (обнаруженной в другом месте А. А. Беляевым), образуют пакеты мощностью не более 0.5 м, зажатые между прослоями известковистых кремней (5—20 см мощностью) и прослоями детритовых криноидных известняков. Вся эта пачка переслаивания оруденелых сланцев, кремней и известняков имеет видимую мощность около 10 м и, видимо, находится в разрезе где-то между пачками  $C_{2-3}^a$  и  $C_{2-3}^b$ . Анализ пробы оруденелых сланцев показал высокое содержание  $C_{\text{орг}}$  (11.75 %), сильную известковистость ( $\text{CO}_2 = 12.10$  %), повышенные содержания серы и фосфора. Содержания Cu, Zn и Cd составляют соответственно 3600, 1700 и 110 г/т. Главный вопрос состоит в том, можно ли это оруденение считать сингенетическим; в этом случае оно может представлять собой перспективный рудный горизонт.

Итак, в сланцевой зоне Пай-Хоя имеются отдельные толщи или горизонты, геохимический фон которых по полиметаллам повышен. Это средние горизонты фтанитовой формации  $D_3^2$ — $C_1^1$ , нижневизейский и среднекарбонный интервалы толеровой формации для Cu, Zn, частью Pb и верхи падейской свиты  $D_2$  — для Pb, Zn и частично, может быть, Cu. В этих интервалах разреза фиксируется и наибольшее число геохимических аномалий полиметаллов. Аномалии имеют как сингенетическую, так и эпигенетическую природу. Очень часто сингенетические аномалии отвечают высокоуглеродистым разновидностям кремнистых сланцев, но иногда аномалии не сопровождаются высокими содержаниями  $C_{\text{орг}}$ , и тогда они определенно связаны с рассеянной сульфидной минерализацией. Таковы редкие аномалии в оюской и падейской свитах.

Особый интерес представляет пачка фаменских яшмоидов, где содержания Cu достигают 0.46 %, Zn — 0.19 %, Pb — 0.08 %, причем сингенетический характер этих концентраций не вызывает сомнений. В то же время важной проблемой является уточнение природы рассеянной в сланцах среднего карбона Cu-Zn минерализации, так как если бы она оказалась сингенетичной, то это означало бы находку нового для данной территории генетического типа минерализации, напоминающего (по мнению В. С. Рогова) «филизчайский» тип.

Эпигенетические аномалии Zn, реже Cu и Pb отмечены в выщелоченных яшмоидах и в пористых высокоуглеродистых сланцах карбона с вторичными фосфатами. Они связаны с процессами выщелачивания,

миграции и переотложения рудных элементов из вмещающих пород, в том числе из фосфоритовых конкреций, для которых очень характерны высокие содержания Zn, скорее всего, в форме сфалерита.

Особенности геохимического поля сланцевых толщ, можно сказать, зеркально отражаются и в минеральном составе присущей им жильной минерализации. Очень важно, что элементный состав жильной минерализации такой же, как в эпигенетических аномалиях, связанных с процессами выщелачивания пород. Это дает основание рассматривать выщелоченные пористые породы как остатки того субстрата, из которого кислыми водами были извлечены P, Zn, Cu, V, Ba, F и впоследствии переотложены в форме сфалерита, сульванита, барита, флюорита. Необходимым условием этого являлось наличие в рудных растворах сульфидной и сульфатной серы.<sup>9</sup> По нашим анализам, содержание Cu в жилах с сульванитом и сфалеритом достигает 2.3 %, Zn — 1.48 % и Cd — 0.055 %. Свинец для этих жил мало типичен — содержания его не достигают и 0.01 %.

### *Золото и серебро*

В 1974—1975 гг. по спектрозолотометрическим анализам 14 сборных проб, составленных нами по коллекции В. И. Силаева, было обнаружено, что в отложениях палиноровой формации повышен кларк Au. В некоторых сборных пробах содержание Au достигало 300 мг/т. Это давало основание предполагать, что в частных пробах могут обнаружиться и более резкие аномалии, которые, возможно, отражают наличие отдельных золотоносных горизонтов.

Лишь в 1979 г. нам удалось повторить опробование отложений O<sub>2</sub>—O<sub>3</sub> на Центральном Пай-Хое и выполнить новые анализы сборных проб атомно-абсорбционным методом. Результаты этой работы оказались двойственными. С одной стороны, подтвердился повышенный кларк Au на уровне 30—50 мг/т, но с другой — ни в одной из сборных проб не было найдено таких высоких содержаний, как раньше. Причина расхождений осталась невыясненной. Если она не связана с анализом, то единственное правдоподобное объяснение в том, что нами не были опробованы какие-то золотоносные разрезы, встретившиеся В. И. Силаеву.

В 1977 г. были сделаны спектрозолотометрические анализы коллекции сланцевой зоны по району р. Кары, в интервале от силура до среднего карбона включительно. Анализ прошли все сборные пробы и некоторые из частных, аномальных по содержанию C<sub>орг</sub> и элементов-примесей, считающихся парагенными Au — мышьяка, селена, сурьмы, меди. Анализы не показали содержаний, превышающих 10 мг/т.

Таким образом, можно утверждать, что по крайней мере черносланцевые толщи толеровой формации и фтанитовая формация не содержат вышекларковых концентраций Au.

Однако вопрос о падейской свите не может быть решен столь определенно, так как ее амдерминская градация, в которой много песчаников,

---

<sup>9</sup> Некоторые кварцевые жилы с сульванитом и сфалеритом среди нижневизейских сланцев на р. Каре сильно пахнут при раскальвании сероводородом. Видимо, это остатки рудного флюида, окклюдируемые жильными минералами.

нами не изучалась. Кроме того, осталась неизученной нижняя часть палиноровой формации — отложения  $O_1$ . Как известно, именно в этих отложениях был обнаружен обломок кристалла алмаза [108, с. 87], что не исключает и возможности присутствия обломочных форм Au. Что касается Ag, то аномальным мы считали содержание 1 г/т и выше. В таком понимании аномалии Ag отмечены (по данным полуколичественных спектральных анализов) только в черных кремнистых сланцах верхней части толеровой формации — нижневизейских и среднекарбонных слоев, причем в последних — несколько чаще. Хорошая корреляция Ag с Mo и Se показывает, что носителем Ag является органическое вещество. Максимальные содержания Ag составляли 10 г/т. Все аномалии имели спорадический характер; устойчивых обогащений Ag отдельных горизонтов выявить не удалось. Не исключено, что масштаб опробования для этой цели был слишком мелок.

### Ртуть

В 1976 г. Н. П. Юшкин выполнил первые определения Hg на РАФ-1 и получил следующие результаты по палеозою Пай-Хоя:

Порода (n)	Hg, г/т
Известняки $C_1$ (7)	0.066 (0.02—0.14)
Известняки с кварцем, кальцитом, флюоритом и сульфидами (44)	0.100 (0.013—0.80)
Бариты в кровле $C_1$ (7)	0.025 (0.01—0.06)
«Переходные приконтактные зоны» (т. е. известняки в почве пластов баритов. — Я. Ю.) (10)	0.147 (0.04—0.200)
Диабазы Центральнопайхойского комплекса (54)	В среднем от 0.175 г/т (недифференцированные тела) до 0.229 г/т (дифференцированные)

Содержания Hg для известняков близки к кларковым, все остальные содержания можно считать повышенными. В итоге своих исследований Н. П. Юшкин заключил, что в гидротермальных флюоритово-полиметаллических месторождениях Пайхойского антиклинория ртуть имеет различный источник: «Она либо мобилизуется при гидротермальной переработке вмещающих пород, либо привносится глубинными гидротермальными растворами» [144, с. 101]. Черносланцевые толщи Н. П. Юшкиным не изучались.

Наши данные о распределении Hg в сланцевой зоне Пай-Хоя основаны на анализах 189 сборных проб (составлены из 1174 частных) и 88 частных, а также более десятка монофракций пиритов. Анализ был разработан Н. Г. Фрилендером в Воркуте [134]. Ртуть определялась на атомно-абсорбционном анализаторе АРП-1. Навеска образца 0.03—0.10 г помещалась в печь термической возгонки при 650—750 °С. Выделяющиеся из пробы пары ртути вместе с парами воды,  $CO_2$ , окислами серы переводятся потоком прокачиваемого через пробу воздуха в ло-

Фоновые содержания Hg, г/т ( $\bar{x} \pm \sigma_x$ ) в 27 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы, кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
O <sub>2</sub>	1		0.055 ± 0.015	
	2		0.078 ± 0.013	
	3			0.075 ± 0.007
O <sub>3</sub>	4		0.120 ± 0.020	
	5		0.087 ± 0.021	
S—D <sub>1</sub>	6			0.051 ± 0.010
	7	0.074 ± 0.053		
	8	0.086 ± 0.033		
D <sub>2</sub>	9			0.021 ± 0.017
	10	0.108 ± 0.058		
D <sub>2</sub> <sup>2</sup>	11		0.045 ± 0.020	
	12			0.053 ± 0.013
D <sub>1</sub> <sup>2</sup> —D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	13	0.177 ± 0.119		
	14		1.52 ± 0.50	
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> —C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	15	0.382 ± 0.175		
	16		0.277 ± 0.076	
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	17			0.050 ± 0.040
	18	0.220 ± 0.070		
	19		0.060 ± 0.020	
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	20			0.044 ± 0.010
	21	0.100 ± 0.050		
C <sub>2</sub> —P <sub>1</sub>	22			0.173 ± 0.039
	23	0.157 ± 0.055		
	24		0.175 ± 0.026	
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	25			0.028 ± 0.004
	26		0.060 ± 0.020	
	27			
	28			0.018 ± 0.003

вешку с аскаритом; здесь поглощаются кислые газы и часть влаги. Остаток влаги сорбируется силикагелем, пары ртути собираются на золотом струнном сорбенте. Калибровка прибора проводилась с использованием насыщенных паров ртути. Диапазон определяемых концентраций  $3 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-3} \%$ , ошибка воспроизводимости в среднем на уровне 15—20%. Правильность анализа контролировалась с помощью стандартов СОС, РУС-3, РУС-4.

Распределение фоновых содержаний Hg в палеозойском разрезе показано в табл. 70. Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон с мировыми субкларками по литотипам [128]:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	$0.18 \pm 0.03$	$0.133 \pm 0.056$
Терригенные и туфогенные	$0.22 \pm 0.03$	$0.082 \pm 0.020$
Карбонатные	$0.29 \pm 0.07$	$0.050 \pm 0.010$

Как видим, в целом ртутоносность пайхойского разреза заметно ниже мировых субкларков, особенно для карбонатных пород. Однако за этой средней картиной скрыты горизонты, в которых встречаются мощнейшие геохимические аномалии ртути, многократно превышающие кларковый уровень (в целом для черных сланцев кларк Hg оценивают величиной  $0.23 \pm 0.03$  г/т [128]).

В сланцах хенгурской и тальбейтивисской свит среднее содержание Hg близко к  $0.08$  г/т. Повышенное содержание ( $0.16$  г/т) найдено в кремнисто-глинистых сланцах р. Хенгурью. В сопчинских сланцах среднее содержание Hg несколько выше ( $0.09$  г/т), хотя максимальные содержания не превосходят  $0.11$  г/т. Корреляция Hg в хенгурских сланцах с S (рис. 58) и Ba указывает на роль пирита и глинистого вещества как концентраторов или носителей ртути. В карбонатных породах содержания Hg несколько более низкие, чем в сланцах: в среднем  $0.06$ — $0.07$  г/т. Повышенное содержание  $0.10$  г/т — в мергелях сопчинской свиты; связь Hg с глинистым веществом доказывается хорошей корреляцией Hg—V и Hg—Rb. В пиритах из тальбейтивисских и сопчинских сланцев содержания Hg не выше, чем в породах —  $0.08$ — $0.09$  г/т.

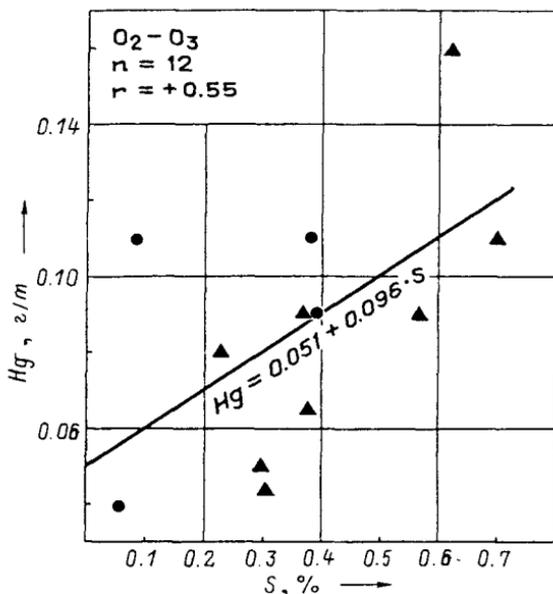


Рис. 58. Корреляция Hg—S, отложения  $O_2$ — $O_3$ .

Усл. обозн. см. рис. 49.

Среднее содержание Hg в силурийских глинисто-кремнистых сланцах несколько выше, чем во фтанитах (0.086 и 0.074 г/т соответственно), но в последних встречены более резкие аномалии — до 0.18 г/т. Такое содержание зафиксировано в богатых фосфором ( $P_2O_5 = 2.85\%$ ) и ОВ ( $C_{орг} = 5.11\%$ ) кремнистых сланцах с руч. Выяшор. В карбонатах оюской свиты содержания Hg существенно ниже, чем в сланцах — в среднем всего около 0.03 г/т. Повышенное содержание (0.105 г/т) отмечено только в породах из разреза руч. Марейшор.

Для падейской свиты характерна мощная дисперсия содержаний ртути с диапазоном значений от 0.012 до 0.580 г/т при очень высоком среднем содержании по сланцам —  $0.146 \pm 0.044$  г/т. Порода с максимальным содержанием — это углеродистый ( $C_{орг} > 4\%$ ) кремнистый сланец с заметно повышенным содержанием серы (0.66%). В среднем глинисто-кремнистые сланцы богаче ртутью, чем глинистые:  $0.108 \pm 0.058$  г/т против  $0.070 \pm 0.044$  г/т. Алевропесчаные породы тоже в среднем более богаты ртутью, чем глинистые ( $0.096 \pm 0.037$  г/т), но уступают кремнистым, а самые бедные ртутью — карбонатные породы (около 0.06 г/т).

Наиболее резкие аномалии ртути зафиксированы в многочисленных конкрециях. Так, в марганцовистых конкрециях, сложенных кремнистым веществом, родохритом (или олигонитом), манганоанкеритом с примесями пирита и шамозита, содержится 0.10—0.20 г/т Hg, в существенно баритовых (с примесями пирита, карбоната, кварца, шамозита) еще выше (0.26—0.40 г/т), а в наиболее богатых пиритом существенно колчеданных или же кремнисто-карбонатных конкрециях содержание Hg достигает таких значений, как 2.56 г/т (обр. Ka16/187, содержащая около 7% пирита и 5% барита). Не удастся заметить какой-то простой связи между содержаниями отдельных минералов и содержанием ртути. Например, в пр. Ka15/200 пирита гораздо больше (21—22%), а содержание Hg ниже — 0.48 г/т.

Сильный разброс содержаний Hg отличает и залегающую выше толщу  $D_2^2—D_3^{1-1}$ , внизу представленную тонким ритмичным чередованием более темных (кремнистых) и более светлых (глинисто-карбонатных) сланцев, а сверху — фтанитами. Даже без учета «ураганного» значения 3 г/т среднее содержание Hg по сланцам и фтанитам не ниже 0.15 г/т. «Ураганная проба» представляет ритмиты с р. Кары, выделяющиеся также аномальным значением калиевого модуля КМ ( $K_2O : Al_2O_3 = 0.336$ ), что выдает примесь в породе кислой пирокластики (К-полевого шпата), и высоким содержанием серы (0.83%). Корреляционная связь Hg—В, Hg—Rb указывает на приуроченность Hg к глинистому веществу ритмитов. Много Hg и в кремнистых конкрециях с пиритом, характерных для низов данной толщи: 0.30 г/т (сб. пр. Ka-13A).

Во фтанитовой формации  $D_3^2—C_1^1$  диапазон содержаний Hg накрывает два порядка: от 0.02 до 5.4 г/т, причем в силицитах (фтаниты, яшмоиды) ртути в среднем больше ( $0.382 \pm 0.175$  г/т), чем в сланцах ( $0.277 \pm 0.076$  г/т). Аномалии, превышающие 0.10 г/т Hg, отмечены в двух сборных пробах силицитов и в одной — глинисто-кремнистых сланцев, а наиболее мощные аномалии, превышающие 1 г/т,— в трех частных пробах силицитов и в одной — кремнисто-глинистых сланцев. Для большинства аномальных проб характерна ассоциация Hg с As, Sb или Ni; при

этом замечательно, что «ураганное» содержание ртути, равное 5.4 г/т, отмечено в пробе рудоносного импактита, образованного по субстрату верхнедевонских яшмоидов (обр. Ка84/1445). Эта порода содержит 0.56 % Cu, 0.21 % Zn > 0.07 % Ni и около 10 г/т Ag [142].

В карбонатных породах  $D_3^2 - C_1^1$  среднее содержание Hg близко к 0.08 г/т с сильными аномалиями, достигающими 0.90 г/т. Такое содержание установлено в пробе желтых охр (обр. Ка21/379), представляющих собой продукт гидротермального (и гипергенного?) изменения кремнисто-карбонатных пород — яшмоидов. Эти продукты богаты медью, мышьяком, сурьмой (880, 130, 180 г/т соответственно). Другая сильная аномалия — 0.37 г/т — характеризует карбонатные, богатые марганцем глинисто-кремнистые туффиты на руч. Мадахавож, притоке р. Сесию (впадающей в р. Сибирчатаяха). Помимо рудных концентраций Mn в этих породах фиксируются также аномальные содержания Pb, Ni и As (сб. пр. Хэ-4Д). В целом же складывается совершенно отчетливая картина накопления ртути в вулканогенно-осадочной марганценосной кремнистой толще  $D_3^2 - C_1^1$ , которая, как мы видели, заражена и полиметаллами.

Нижневизейские силициты и черные сланцы богаты ртутью, причем в силицитах среднее содержание выше. Медианное содержание по всем пробам силицитов и сланцев — около 0.25 г/т, по одним сборным пробам — около 0.11 г/т. Как видим, даже самые осторожные оценки среднего показывают явное накопление Hg в этой толще. При этом 5 сборных проб силицитов показали содержания Hg выше 0.10 г/т, а в двух оно составляет 0.86—0.98 г/т. Это углеродистые (6—7 %  $C_{орг}$ ) сланцы на р. Каре и в нижнем течении р. Хенгурью (сб. пр. Ка-4Д, Хэ-5А). Данные аномалии нельзя приписать только ОВ, ибо в других углеродистых сланцах, где содержание  $C_{орг}$  не ниже, содержания Hg хотя и повышенные, но все же более низкие, чем в данных пробах.

При рассмотрении аномальных частных проб черных сланцев содержания, близкие к 1 г/т или даже более высокие, мы находим обычно в породах, аномальных также по одному или нескольким из следующих элементов: P, Ba, As, Sb, U. При этом две самые мощные аномалии (1.40 и 1.20 г/т) зафиксированы в пробах с самыми резкими аномалиями по Sb (75 г/т) и As (400 г/т) (обр. Ка30/548, Ка49/7811). Так же и «ураганное содержание» Hg в пробе кремнистого черного сланца — 2.00 г/т — сопровождается резкой аномалией Sb — 75 г/т (обр. Ка30/549).

Сильно обогащены ртутью и фосфоритовые конкреции — 0.20—0.40 г/т. В карбонатных породах  $C_1^{2-1}$ , несмотря на малочисленность выборки, можно также заметить явно повышенный фон ртути; при медианном содержании около 0.055 г/т имеются аномалии, достигающие 0.56 г/т. Такое содержание встречено в кремнеизвестняках нижнего течения р. Хенгурью, т. е. там же, где залегают ртутоносные черные сланцы.

В «окских» карбонатных кремнях содержания Hg невысокие (в среднем около 0.05 г/т), в черных сланцах гораздо выше, в среднем 0.20 г/т, с максимальным содержанием 0.34 г/т в более высоких серпуховских слоях на р. Каре. Отличительная особенность этой и ряда других аномальных проб — мощные аномалии по Sb (55—75 г/т). Что касается преобладающих карбонатных пород  $C_1^2 - C_1^3$ , то их «окская» часть не показывает накопления Hg (в среднем 0.04 г/т), а серпуховская — определенно обо-

гащена ею: при медианном содержании 0.13 г/т фиксируются аномалии до 0.70 г/т. Такое содержание отмечено в полосатом Sr- и Ba-содержащем известняке с р. Кары (обр. Ка40/664). Заметим, что и пробы пластовых баритов в кровле серпуховской толщи также аномально обогащены ртутью, что вполне подтверждает цитированные выше данные Н. П. Юшкина.

В кремнистых сланцах  $C_{2+3}-P_1$  содержания ртути охватывают более двух порядков: от 0.010 до 0.800 г/т с медианой по сборным пробам 0.07 г/т, а по всей совокупности — 0.14 г/т. Таким образом, содержания Hg несомненно повышены, более двух десятков сборных и частных проб показали свыше 0.10 г/т Hg. Значительно беднее ртутью глинистые сланцы; в число аномальных попадает только одна сборная и две частные пробы. Изучение аномалий не позволяет указать ведущего фактора ртутьности. В одних случаях это могло быть ОВ — пробы с содержаниями  $C_{орг}$  более 4—5 %, в других накопление Hg ассоциирует с концентрацией Ba (0.2—0.5 %), серы (1—2 %) или U (10—20 г/т). Например, 0.55 г/т Hg зафиксировано в пробе кремнисто-глинистого сланца с р. Сесияю, содержащей 9.94 %  $C_{орг}$ , много V (> 0.1 %), Ba (0.3 %), Se (64 г/т) при повышенных содержаниях Mo и Ag (обр. Се9/2102). В пробе черного глинистого сланца с р. Кары, содержащего 15.96 %  $C_{орг}$ , определено

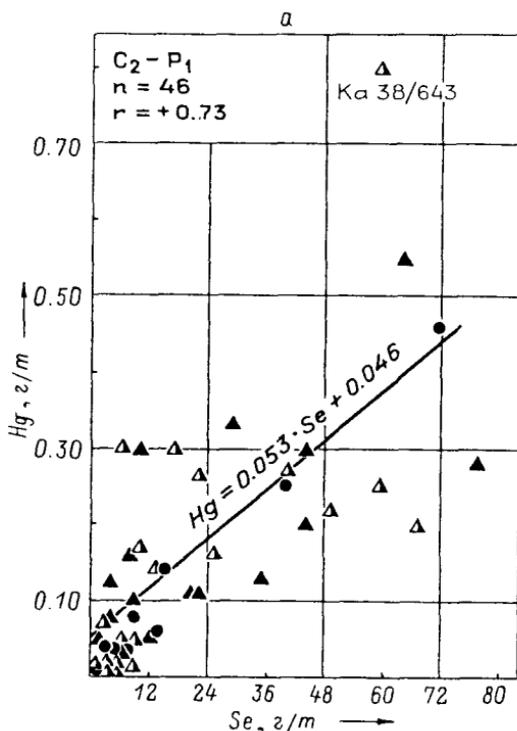
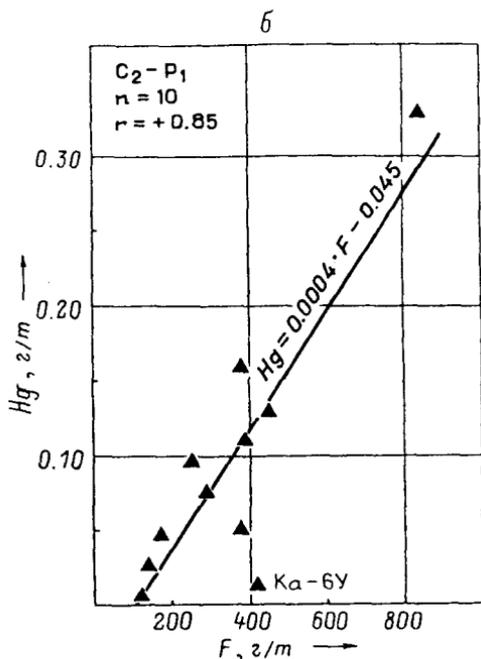


Рис. 59. Корреляция Hg—Se (a) и Hg—F (б), отложения  $C_2-P_1$ .

Усл. обозн. см. рис. 49.



0.46 г/т Hg. Эта аномалия сопровождается накоплением бора (более 200 г/т), Ва (~0.3 %), Se (71 г/т), Sb (21 г/т), Мо (100 г/т), Ag (5 г/т), повышенным содержанием Zr и V (обр. Ка72/1293).

Несмотря на значительные дисперсии (обусловленные, видимо, не только сингенетическими, но и эпигенетическими факторами), в целом для объединенной выборки черных сланцев  $C_{2-3}-P_1$  устанавливается значимая позитивная корреляция между Hg —  $C_{орг}$ , Hg — Se (рис. 59, а). Если ограничиться только небольшой выборкой кремнисто-глинистых сланцев (ГМ от 0.20 до 0.30), то выявляется позитивная корреляция Hg-F, которая может объясняться тяготением обоих элементов к глинистому веществу (рис. 59, б).

Максимальное содержание Hg, равное 0.800 г/т, найдено в пробе черного кремнистого сланца на р. Каре в районе устья р. Силоваяха (обр. Ка38/643), где содержания  $C_{орг}$ , Se, Sb и других компонентов хотя и аномально высоки, но все же не выше, чем в ряде других проб с меньшими содержаниями ртути (13.65 %, 59 г/т, 11 г/т соответственно).

Во флишоидной формации  $P_1^I$  фоновые содержания Hg заметно ниже, чем в толеровой формации  $C_{2-3}-P_1$ ; нет здесь и ярких геохимических аномалий.

Полученная информация позволяет сделать ряд выводов как регионального, так и более общего характера [134].

1. Черносланцевые толщи Пай-Хоя имеют геохимический фон Hg (средние медианные содержания) либо на верхней границе кларка осадоч-

ных пород (~ 0.05 г/т), либо значительно более высокий, на уровне 0.10—0.20 г/т. Одновозрастные отложения Лемвинской зоны Урала беднее ртутью, но также в целом обогащены ею против кларка. Даже при близости геохимического фона к кларку в обоих регионах отмечается сильнейшая дисперсия содержания Hg в породах, охватывающая более трех порядков (0.001-п.0 г/т) с обилием геохимических аномалий; за аномальные мы принимали содержания более 0.10 г/т Hg. Даже по сборным пробам кремнистых сланцев фиксировались содержания 0.30—0.40 г/т, вплоть до значений, близких к 1 г/т Hg. Высокие содержания Hg (0.10—0.40 г/т) встречены в фосфоритах, а максимальные, достигающие 12—13 г/т,— в пиритах (в Лемвинской зоне). Карбонатные породы значительно беднее ртутью, чем терригенные и кремнистые.

2. Характернейшей особенностью распределения Hg является его многофакторность: зависимость содержаний Hg в породах одновременно от нескольких факторов, которые, накладываясь друг на друга, создают очень сложную картину. Среди них можно выделить факторы сингенетические и эпигенетические.

3. К сингенетическим можно отнести литологический состав пород и синхронный вулканизм, т. е. факторы, которые мы ранее называли литогенными и ксеногенными [121], а теперь предпочитаем именовать *специфическими* и *неспецифическими* [128]. Они проявляются в зависимостях содержаний Hg от содержаний вещества глинистого (B, Rb), органического ( $C_{орг}$ , Se), фосфатного ( $P_2O_5$ , F), сульфидного (S, Se, As), может быть и сульфатного (Ba?). Связь с вулканизмом проявляется в накоплении Hg в прослоях туфов и туффитов (если его нельзя однозначно приписать специфическим литогенным факторам) и в частой ассоциации Hg с элементами, которые в нашем регионе можно считать индикаторами пирокластического или эксгальвативного материала: As, Sb, Se, Mn, Ba, U, F. Толщи, которые по комплексу критериев считаются нами вулканогенно-осадочными (например,  $D_3^2-C_1^1$ ), значительно богаче ртутью, чем толщи, где влияния вулканизма не видно (например, S— $D_1$ ).

4. Влияние эпигенетических факторов, в принципе не вызывающее сомнений, доказать гораздо труднее. Мы предполагаем, что одной из причин мощной дисперсии наблюдаемого распределения Hg является наложение на первичное ее распределение ката-метагенеза и тектонических дислокаций [89]. Возможно, именно дизъюнктивной тектонике обязаны наиболее мощные аномалии Hg в породах и (или) в пиритах, на 1—2 порядка превышающие геохимический фон. Может быть, с большей интенсивностью тектонических процессов связано и обеднение ртутью черносланцевых формаций Лемвинской зоны в сравнении с пайхойскими, во многих отношениях гомологичными.

### 3.6. Неметаллы-тиофилы

#### *Мышьяк и сурьма*

Геохимия этих двух элементов в осадочных породах изучена очень слабо. Известно лишь, что содержания их в глинистых породах значительно выше, чем в магматических, что обычно трактуют как

указание на добавку их в процессах седиментогенеза из мантийного источника. Известно также, что As обогащает черные сланцы и угли, что может указывать на роль органического вещества в его геохимии.

В наших коллекциях As оказался более изученным, чем Sb, так как он определялся и в большинстве сборных проб рентгено-радиометрически, а на содержание Sb количественно были проанализированы лишь около 30 проб, в которых полуколичественные анализы выявили аномальные содержания.

Распределение фоновых содержаний As и Sb показано в табл. 68. Вследствие значительного числа определений «не обнаружено» использование полуколичественных данных (они в табл. 71 даны в скобках) весьма условно — все такие содержания были приравнены к 5 г/т, хотя для сурьмы это может быть и гораздо более низкое содержание. Тем не менее полученные фоновые оценки позволяют сопоставить их с мировыми кларками по следующим литотипам [128]:

Литотипы черных сланцев	Субкларки		Геохимический фон Пай-Хоя	
	As	Sb	Cu	Pb
Кремнистые	30 ± 11	8.8 ± 3.9	15 ± 5	10 ± 5
Терригенные и туфогенные	27 ± 3	3.6 ± 0.4	15 ± 5	8 ± 3
Карбонатные	34 ± 6	6.8 ± 0.8	6 ± 3	5 ± 3

Как видим, пайхойский разрез обеднен мышьяком по сравнению с мировыми субкларками, но о сурьме этого сказать нельзя: содержания ее околосларковые или даже вышекларковые. В этом можно видеть влияние сурьмяных геохимических горизонтов: фамен-турнейского и нижневизейского.

В отложениях среднего—верхнего ордовика по сборным пробам содержания As ложатся в интервал 10—20 г/т с общим средним около 15 г/т, и лишь в некоторых известняках и известковых алевролитах As меньше — 5—7 г/т. Указанные содержания As можно рассматривать как околосларковые, так как концентрации As в глинистых породах оценивают цифрой 13 г/т. Что касается сурьмы, то, по единичному определению для сборной пробы известняков тальбейтывисской свиты, ее содержание вышекларковое — 10 г/т. В кремнисто-глинистых и глинистых сланцах сопчинской свиты O<sub>3</sub> содержания Sb по сборным пробам 5—8 г/т, что также значительно превышает кларк Sb для глинистых пород, близкий к 1 г/т. В целом же отложения палиноровой формации характеризуются спокойным геохимическим полем по As и Sb, так как здесь отсутствуют геохимические аномалии.

Сходная картина распределения характеризует и черносланцевые отложения толеровой формации силура—нижнего девона, и падейскую свиту D<sub>2</sub>: здесь в кремнистых и глинистых породах содержания As попадают в интервал 10—20 г/т, хотя такие содержания для кремнистых пород, бедных глинистым веществом (вероятным носителем As и Sb), нужно считать повышенными. В оюской свите найдена аномалия As (100 г/т) в сильнокарбонатном сланце с повышенным содержанием фосфора, меди и никеля (обр. Ka12/102), а в падейской свите — в слабо-

Фоновые содержания As и Sb ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 15 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов							
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые		Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые		Карбонатные породы			
		As	Sb	As	Sb	As	Sb		
O <sub>2</sub>	1								
	2			} 15 ± 5		10 ± 5	10 ± 5		
	3								
	4								
O <sub>3</sub>	5			} 15 ± 5	} 6 ± 2	10 ± 5			
	6								
	7								
S-D <sub>1</sub>	8	} 15 ± 5	} 6 ± 2						
	9					(5 ± 3)	(5 ± 3)		
D <sub>2</sub>	10			As=15 ± 5 Sb=3 ± 2					
	11								
	12								
	13					(5 ± 3)	(5 ± 3)		
	14								
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	15			} 20 ± 5	} 12 ± 5	(8 ± 3)	(5 ± 3)		
	16								
	17								
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	18								
	19	} 30 ± 5							
	20				(7 ± 3)	(5 ± 3)			
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	21	3 ± 1	20 ± 5 10 ± 5						
	22								
	23			As=15 ± 5 Sb=10 ± 5					
C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	24					(5 ± 3)	(5 ± 3)		
	25								
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	26				} 8 ± 3	(5 ± 3)	(5 ± 3)		
	27								
		28					(5 ± 3)	(5 ± 3)	

Примечание. В скобках — полуколичественные анализы; «не обнаружено» принято условно равным 5 г/т.

углеродистом глинистом сланце, содержащем около 1.5% пирита (390 г/т, обр. Ка15/268). Мы далеки от понимания причин этих аномалий; можно лишь предполагать возможное вхождение As в фосфат и в сульфиды, скорее всего самостоятельные, так как анализы выделенных из пород пиритов обычно показывают невысокие содержания As.

Устойчиво высокими содержаниями As отличаются отложения фтанитовой формации D<sub>3</sub><sup>2</sup>-C<sub>1</sub><sup>1</sup>. Здесь по сборным пробам содержание As попадает в широкий интервал 10—40 г/т со средним для всех силицитов и сланцев около 18 г/т, а некоторые известково-кремнистые сланцы, богатые

марганцем, показали даже 136 г/т (пр. Хэ-4Д, представляющая отложения по руч. Мадажавож, притоку р. Сесияю). В общем, в той или иной степени, мышьяком «заражены» все яшмоиды, многие фтаниты и фтанитоиды; по полуколичественным данным содержание мышьяка достигает 500 г/т, а по количественным — 167 г/т в пробе глинисто-кремнистых сланцев Ка57/1045. Парагенезис элементов, сопутствующих мышьяку, позволяет истолковать мышьяковые аномалии как указание на присутствие акцессорных количеств арсенидно-сульфидной минерализации, описанной Н. П. Юшкиным [147, с. 213—243] в базальтоидах Центрального Пай-Хоя. Возраст их считается девонским, и это очень хорошо согласуется с заражением мышьяком наших верхнедевонских отложений. Наиболее подходящим минералом должен быть арсенид никеля — никелин, что находит подтверждение в частных аномалиях никеля.

Фтанитовая формация характеризуется и рядом аномалий по сурьме, иногда превышающими 100 г/т. Создается впечатление, что эти аномалии характеризуют самый верхний — турнейский — интервал разреза формации, где они приурочены к углисто-глинисто-кремнистым сланцам среди фтанитов. Здесь возможны минеральные фазы сурьмы в виде смеси сульванита и теннантита, так как в этих аномалиях отмечено и повышенное содержание ванадия. Возможность широкого изоморфизма сульфидов ванадия, меди и сурьмы в нашем регионе детально рассмотрена Н. П. Юшкиным [147, с. 235—243]. Необходимо, однако, заметить, что ванадий характерен для нижневизейских, а не для турнейских слоев.

Видимо, не менее богаты мышьяком и черносланцевые отложения нижнего визе. При близком среднем содержании здесь отмечен ряд сильных аномалий мышьяка в сопровождении аномалий по никелю и кобальту, которые найдены в некоторых фтанитах и сланцах. Встречены аномалии умеренные (40—50 г/т в трех пробах) и резкие (190—380 г/т в четырех пробах); последние, скорее всего, обязаны присутствию в породах мышьяковых минералов (сульфиды кобальта и никеля?); нести мышьяк может и органическое вещество пород, содержащих 4—6%  $C_{орг}$ . Высокие содержания As найдены и в фосфоритах, где возможно замещение фосфата на арсенат. Самое мощное накопление As отмечено в гипергенном лимоните (4530 г/т), образовавшемся, вероятно по субстрату кварц-карбонатной жилы с сульфидами, возможно с арсенопиритом.

Аномалии по сурьме принадлежат к самым характерным геохимическим особенностям нижневизейской толщи черных сланцев. Возможно, они распространяются и в окскую, и в серпуховскую карбонатные толщи; во всяком случае, в пластовых баритах из верхов серпуховской толщи также обнаружены аномальные содержания сурьмы. Средние содержания сурьмы в нижневизейских сланцах определить не удалось, так как они лежат ниже порога чувствительности полуколичественного анализа; но довольно большое количество аномалий подсказывает, что и средние содержания могут быть повышенными. Аномальные содержания составляют обычно 40—60 г/т и характерны для углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Полученные данные хорошо объясняют характерный для нижневизейской толщи минеральный парагенезис рудных жил: сульванит + сульфосоли сурьмы.

Среднекарбонные черносланцевые отложения характеризуются спокойным геохимическим полем по As: большинство сборных проб сланцев содержит 10—15 г/т As, по частным пробам отмечаются содержания до 30 г/т, но таких резких аномалий, как в нижневизейской толще, здесь не отмечено. Для сурьмы выявлены аномалии, составляющие 10—15, редко до 25 г/т, но отсутствие анализов сборных проб затрудняет надежную оценку величины геохимического фона.

Итак, сланцевые формации Пай-Хоя в отдельных горизонтах несут заметные содержания As и Sb. Даже для кремнистых пород, бедных глинистым веществом (вероятным носителем As), средние содержания As попадают в интервал 10—20 г/т, а накопление Sb, по-видимому, еще более значительно по сравнению с кларком. На этом фоне выделяются интервалы разреза, характеризующиеся присутствием резких аномалий по As и Sb, а также и повышенными средними содержаниями этих элементов в отдельных горизонтах. Таких интервалов два: верхнедевонско-турнейский и нижневизейский, а примером отдельных горизонтов может служить фаменская пачка яшмоидов, обогащенных железом и марганцем. Горизонты, аномальные по As, не всегда аномальны по Sb. Так, аномалии по Sb наиболее характерны именно для нижневизейских углеродистых кремнистых сланцев, где аномалий As практически нет.

Постоянная ассоциация аномалий As и Sb с такими элементами, как Ni, Co и V, позволяет считать, что As и Sb присутствуют в аксессуарных минеральных формах, таких как никелин, блеклые руды и сульфанит. Важно подчеркнуть, что горизонты с аномалиями не показывают никаких признаков воздействия на них вторичных процессов. Поэтому большинство аномалий мы трактуем как сингенетичные, а не как ореолы рассеивания жильной минерализации. Скорее всего, наоборот, рудная минерализация в кварц-кальцитовых жилах представляет собой продукт аномального геохимического поля As, Sb, Ni, V, Co. К числу сингенетических безусловно относятся и аномалии As в фосфоритах, где As, по-видимому, изоморфно входит в состав фосфатного вещества. Первичным носителем As и Sb в отложениях фтанитовой формации были, скорее всего, окисные частицы железисто-марганцевой взвеси — продукта коагуляции подводных эксгальций. В нижневизейских и среднекарбонных слоях толеровой формации вполне возможна связь As и Sb с органическим веществом.

Вместе с тем имеются немногочисленные примеры и эпигенетических аномалий, связанных, по-видимому, с присутствием в породах вторичных сульфатов, арсенатов и фосфатов.

### *Селен*

Несмотря на то что кларк селена по разным оценкам не превосходит 0.3—0.6 г/т, давно установлено мощное накопление селена в черных сланцах. Это связывают со способностью селена к легкому восстановлению из селенит-иона до элементарного селена — намного более легкому, чем при восстановлении серы из сульфата. Кроме того, при pH 3—7.5 и Eh 0.2—0.4 устойчив ион  $\text{HSeO}_3^-$ , который очень сильно сорбируется органическим веществом, гидроокислами железа и фосфатами. Таким образом, морские осадки, обогащенные органическим веществ-

Фоновые содержания Se ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 11 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов	
		Фтаныты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые
O <sub>2</sub>	1		} 4 ± 0.5
	2		
O <sub>3</sub>	4		} 4 ± 5
	5		
	7	3 ± 2	
S—D <sub>1</sub>	8	5 ± 1	
	10		} 3 ± 1
D <sub>2</sub>	11		
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> —D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	13		} 3 ± 1
	14		
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> —C	15		} 4 ± 2
	16		
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	18	} 20 ± 5	
	19		
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	21	} 10 ± 5	
	22		
C <sub>2</sub> —P <sub>1</sub>	23		} 10 ± 5
	24		
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	26		} 5 ± 3
	27		

твом, служат эффективными восстановительными и сорбционными барьерами для селена.

Эти сведения из геохимии селена находят подтверждение и на материалах черносланцевых толщ Пай-Хоя. Даже сам факт обнаружения селена в наших пробах в концентрациях, которые выше аналитического порога рентгено-радиометрических методов (прибор АРФ-4М, лаборатории в Эссентуках и Ленинграде), уже означает вышекларковые содержания, так как порог анализа составляет около 3 г/т.

Распределение фоновых содержаний Se в сланцах дано в табл. 72. К сожалению, надежных оценок содержаний Se в карбонатах получить не удалось вследствие высокого порога анализа. Если иметь в виду мировые субкларки селена для кремнистых ( $12 \pm 2$  г/т) и терригенных + туфогенных ( $6 \pm 1.7$  г/т) литотипов, то пайхойский разрез в целом выглядит как обедненный селеном. Однако в отложениях C<sub>1</sub><sup>3</sup>—C<sub>2-3</sub> содержания селена околосларковые, а в толще C<sub>1</sub><sup>2</sup> — определенно повышенные.

В отложениях палиноровой формации O<sub>2</sub>—O<sub>3</sub> средние содержания Se очень однообразны и укладываются в узкий интервал 3.5—4.5 г/т. В черных сланцах оюской свиты увеличивается диапазон средних содержаний: от нижепороговых до 7 г/т, со средним для кремнистых сланцев около 3 г/т, а глинисто-кремнистых — около 5 г/т. В образцах углеродис-

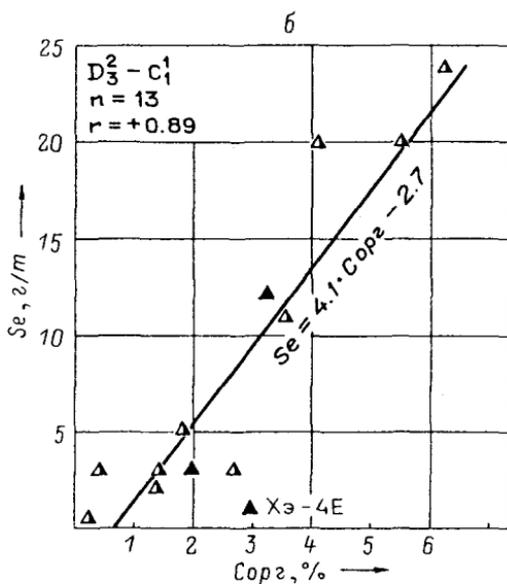
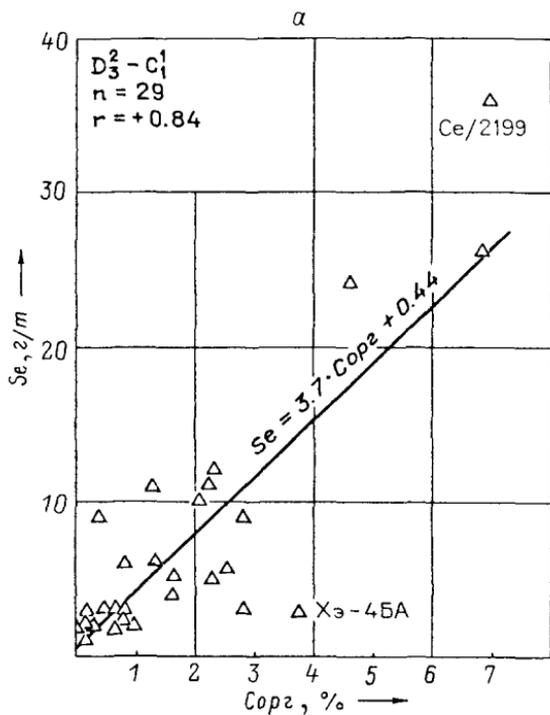


Рис. 60. Корреляция Se—C<sub>орг</sub> в отложениях фамена—турне: во фтанитах (а) и кремнистых сланцах (б).

Усл. обозн. см. рис. 49.

тых глинисто-кремнистых сланцев, содержащих 6—7 г/т Se, обнаружено 0.4—0.5% S, 6.0—6.5%  $C_{орг}$  и около 3%  $P_2O_5$ . Такой состав затрудняет уверенные суждения: селен может быть связан и с пиритом, и с фосфатом, и с ОВ. Все же последнее представляется нам наиболее вероятным.

В отложениях падейской свиты в кремнисто-глинистых и глинистых сланцах, песчаниках, известяках содержание Se часто лежит ниже предела обнаружения, но черные слабоуглеродистые сланцы верхов этой свиты несут отчетливо повышенные содержания Se, достигающие 6—8 г/т. Высокие содержания Se отмечены в богатых пиритом и баритом конкрециях — до 28—30 г/т. Однако нет уверенности в том, что в таких объектах содержания Se неотягощены значительными аналитическими ошибками: высокие содержания Fe, возможно, исказили результаты рентгено-радиометрических определений. На близком к падейскому уровню, отвечающем геохимическому фону, находятся и содержания Se в ритмичной флишовой толще  $D_2^2$ — $D_3^{1-1}$ . Здесь в некоторых кремнистых сланцах содержание Se также достигает 10 г/т, но в наиболее типичных породах чаще лежит ниже предела обнаружения.

В отложениях фтанитовой формации, в общем бедных органическим веществом, многие фтаниты, кремнистые сланцы, все карбонатные породы содержат селен в концентрации ниже аналитического порога. Лишь в черных фтанитах и углеродистых кремнистых сланцах турне, венчающих разрез формации, резко увеличиваются средние содержания Se — 4—6, иногда 10—12 г/т, а также отмечается несколько аномалий, достигающих 20 г/т и более. Большинство их связано со сланцами, сильно обогащенными  $C_{орг}$  вследствие процессов остаточного концентрирования при выщелачивании минеральной матрицы. Таковы, например, легкие пористые сланцы на руч. Мадахавож, притоке р. Сесияю. Плотность их равна всего лишь 1.77—1.83 г/см<sup>3</sup>, открытая пористость — 21.86—18.02%, содержания  $C_{орг}$  — от 6.20 до 6.98%, а содержания селена — 24—36 г/т.

Как видно на рис. 60, позитивная корреляция Se —  $C_{орг}$  прослеживается как в чистых силицитах (фтанитах и кремнистых сланцах,  $GM < 0.1$ ), так и в смешанных породах — глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцах. Другой, более редкий тип аномалий — эпигенетический, в минерализованных тектонических брекчиях (МТБ), содержащих охры, окислы Mn и, по всей вероятности, вторичные сульфаты. Видимо, селен, выщелоченный из пород кислыми водами, сорбировался на окислах и гидроокислах Fe и Mn.

Мощным накоплением селена отличается черносланцевая толща нижего визе, где практически все породы, включая известняки и конкреции, несут выщелачиваемые концентрации селена. Среднее его содержание в кремнистых сланцах близко к 20, а в смешанных (кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых) — к 25 г/т. Как видно из данных табл. 73, при содержаниях  $C_{орг}$  1—3 % количество Se изменяется от 3 г/т (аналитический порог) до 10 г/т, а при  $C_{орг}$  3—8% содержания Se охватывают интервал 10—34 г/т. Таким образом, наблюдается определенная связь содержаний Se с  $C_{орг}$ . Однако связь эта сильно размыта. Например, максимальное содержание Se отмечено в пробе карбонатно-кремнистых сланцев по руч. Гермес (4.61%  $C_{орг}$ ), тогда как в наиболее углеродистой сб. пр. Ка-5Е (руч. Громашор,  $C_{орг} = 8.08\%$ ) содержания Se несколько ниже — 29 г/т. Не

Аномальные содержания Se в отложениях  $C_1 v_{1-2}$ , г/т

Номер пробы	Порода	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Se	U	Mo	S, %
		%					
Ka23-432	Сланец кремнистый, углистый	0.1	6.25	18	3	(20)	0.44
Ka30-549	То же	0.10	10.63	32	7	40	
Ka30-554	» »	0.48	6.34	22	3	(30)	0.22
Ka45-710	» »	0.13	6.38	21	3	(2)	1.20
Ka45-726	» »	1.21	4.90	15	8	60	
Ka47-750	» »	0.17	8.97	20	3	—	0.68
Ka47-792	» »	0.11	8.37	30	8	>100	
Ka51-868	» »	1.58	6.34	44	3	(1)	1.68
Ka58-1069	» »	0.17	4.64	28	3	(1)	4.04
Ka82-1422	» »	0.10	8.93	36	3	(20)	
Ka30-541	Фтанит «визейский»	0.10	7.64	30	3	(50)	0.51
Ka30-543	Из зоны окисления рудной жилы			65		>100	
Ka30-544	Фтанит «визейский»	0.10	3.86	19	5	(30)	
Ka36-606	Кремнистый известняк, измененный	29.70	0.55	9	4	(20)	0.08
Ka42-697	Пористый углисто-кремнистый сланец	0.10	3.40	16	3	(70)	0.21
Ka42-701	То же	0.10	5.53	15	12	(70)	0.57
Ka42-702	» » с охрами	0.11	3.06	22	9	(50)	0.58
Ka49-780	» »	0.10	5.48	24	3	(20)	
Ka49-781	Пористый углисто-кремнистый сланец	3.30	3.89	16	3	20	1.43
Ka52-898	То же	0.1	3.49	39	63	(10)	2.40
Ka52-899	» »	0.11	4.91	34	52	(50)	1.79
Ka52-1018	» »	0.10	9.30	19	3	(10)	0.11
Ka52-1124	» »	0.66	14.51	34	14	(70)	
Ka52-1126	» »	0.44	16.07	50	7	>100	
Ka52-1131	То же, с охрами	0.11	3.15	45	3	(50)	0.53
Ka52-1135	Пористый углисто-кремнистый сланец	0.11	5.68	25	19	(50)	
Ka67-1204	То же	0.10	6.90	14	3	(30)	
Ka81-1397	» »	0.66	9.55	22	4	26	

Примечание. В скобках — полуколичественные данные.

замечается какой-либо связи между количеством селена и серы, так как высокие содержания Se отмечены и в кремнистых сланцах, очень бедных серой, и в обогащенных ею. И все же следует признать, что основным контролирующим фактором является содержание и, скорее всего, первичный состав ОВ. Об этом можно судить по исключительно тесной корреляционной связи селена с молибденом, который безусловно в основном контролируется содержанием ОВ (рис. 61). Экстраполяция корреляционной зависимости в координатах  $C_{орг}$ —Se до предельных значений  $C_{орг} = 100\%$  позволяет оценить вероятное содержание Se в органическом

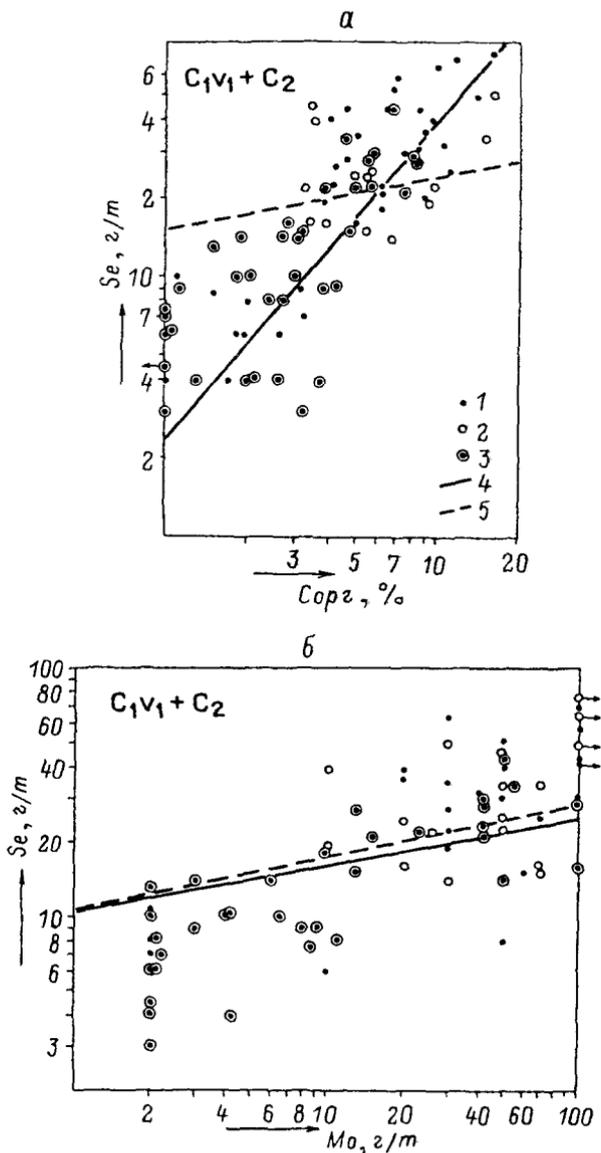


Рис. 61. Корреляции Se—C<sub>орг</sub> (а) и Se—Mo (б) в отложениях карбона.

1—2 — частные пробы неизменных сланцев (1) и измененных пород — ОПП, ТБ (2); 3 — сборные пробы; 4 — прямая регрессии для визейских неизменных сланцев:  $Se = 2.4 + 3.1 C_{орг}$ ; 5 — прямая регрессия для среднекарбовых сланцев:  $Se = 14.6 + 1.0 C_{орг}$ . Прямая регрессии для визейских неизменных сланцев:  $Se = 10.3 + 0.3 Mo$ , для среднекарбовых сланцев:  $Se = 10.3 + 0.4 Mo$ .

веществе, считая последнее единственным носителем селена. Такая экстраполяция дает значение около 300 г/т селена!

Аномальные содержания Se, значительно превышающие геохимический фон и достигающие 40—50, а в отдельных случаях даже 65 г/т, имеют эпигенетическую природу, такую же как отмеченные выше для фтанитовой формации. Они зафиксированы в облегченных пористых породах (ОПП) или генетически с ними связанных обохренных, минерализованных тектонических брекчиях (МТБ). Такие аномалии можно связывать с процессами миграции селена вместе с фосфором.

В существенно карбонатных отложениях окско-серпуховского возраста содержания Se обычно лежат ниже аналитического порога, но в прослоях черных кремнистых сланцев составляют 20—28 г/т; в этих породах содержится 7—8%  $C_{орг}$ . Поскольку уровень изученности этих пород недостаточен, нельзя исключить, что в них могут найтись, особенно в серпуховской толще, еще более высокие содержания селена. Если бы это подтвердилось, то могло бы послужить дополнительным аргументом в пользу экстраглативно-осадочной природы серпуховских карбонатов.

В черных сланцах  $C_{2-3}$ , по сравнению с визейскими, средние содержания Se ниже и составляют около 10 г/т, хотя даже по сборным пробам средние содержания колеблются, доходя до 40—42 г/т (табл. 74). Еще больше дисперсия содержаний по частным пробам, среди которых обнаружены мощные аномалии; последние мы не находим нигде более во всем палеозойском разрезе (табл. 75). Как и для черных сланцев визе, устанавливается достаточно отчетливая корреляция между селеном и  $C_{орг}$  (рис. 61, а). Экстраполяция этой корреляционной зависимости дает около 100 г/т Se в органическом веществе. Селен, как и в визейских сланцах, сильно коррелирует с молибденом (рис. 61, б). Максимальное содержание селена, равное 84 г/т, отмечено в фосфоритовых конкрециях, в которых, по-видимому, суммируется селен из органического вещества и селен в составе фосфата (?). В черносланцевых отложениях флишоидной формации  $P_1^1$  содержание селена значительно снижается, но в некоторых пробах все еще составляет 4—6 г/т, что намного выше кларка.

Итак, можно считать установленным, что практически все отложения сланцевой зоны Пай-Хоя «заражены» селеном, содержания которого в среднем на целый порядок более высокие, чем кларк для глинистых пород. Такое обогащение можно уверенно связывать с обогащением этих толщ органическим веществом, кларк которого повышен почти в той же пропорции. Однако этот фактор обеспечивает только те содержания селена, которые составляют региональный геохимический фон порядка 3—6 г/т. Только эти содержания можно считать полностью литогенными, т. е. обусловленными только литологическим фактором.

Вместе с тем в отложениях карбона мы имеем дело с гораздо более высокими средними содержаниями селена, чем, например, в такой черносланцевой толще, как силурийская. Если среднее содержание селена в черных сланцах оюской свиты не превышает 3 г/т, причем во многих пробах лежит ниже порога определения, то в сланцах нижнего визе оно составляет 20—30 г/т, в среднекарбонных — 8—12 г/т при большом количестве сильных аномалий, достигающих 50—60 г/т и более.

Средние содержания Se и его спутников в отложениях C<sub>2-3</sub>  
по сборным пробам, г/т

Номер сборной пробы	Порода	n	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	S	Se	U	Mo
			%					
Ка-6А	Глинисто-кремнистые сланцы	6	0.88	3.82	0.29	21	2.2	15
Ка-6Б	Кремнистые сланцы	3	2.23	2.02	0.80	10	6.5	6.5
Ка-6Г	То же	4	0.57	0.70	0.62	3	0.9	21
Ка-6Е	Глинистые сланцы	2	3.08	2.40	0.79	8	3.5	2.1
Ка-6Ж	То же	4	0.62	3.17	0.63	3	3.0	2
Ка-6И	» »	7	0.97	1.90	0.99	14	3.2	3
Ка-6К	Кремнисто-глинистые сланцы	3	1.80	2.71	2.00	8	11.8	11
Ка-6Л	То же	3	0.70	1.50	0.56	13	23	2
Ка-6М	Глинисто-кремнистые сланцы	2	0.18	0.76	0.55	4.5	0.5	2
Ка-6Н	То же	9	1.50	2.06	0.42	4	3.2	4.2
Ка-6П	» »	6	0.44	0.95	0.51	7	3.4	2.2
Ка-6Р	» »	2	0.18	5.67	0.98	22	6.9	23
Ка-6С	» »	4	0.48	1.30	1.50	4	15	2
Ка-6Т	» »	2	1.14	0.94	0.37	6	3.1	2
Ка-6У	» »	2	0.22	1.00	1.68	6	16	2
Ка-16А	Кремни серые извест- ковые	5	14.41	3.20		15	4.4	4
Ка-16Б	Кремни глинистые	5	0.26	0.91	0.42	7.5	2.4	8.5
Ка-16В	То же	4	0.10	1.33	0.16	9	3.2	3
Ка-17К	Глинисто-кремнистые сланцы	3	0.10	4.05	0.93	9	2.2	7
Ка-17М	Углистые, глинисто- кремнистые сланцы	6	0.55	8.44	0.71	27	3.8	13
Ка-17П	То же	4	0.11	6.75	1.07	44	15	50
Ка-17Р	Глинисто-кремнистые сланцы	6	4.00	3.05	0.59	14	4.4	6
Хэ-6А	Кремнистые сланцы малокарбонатные	2	0.28	2.81		16	3.9	(100)
Хэ-6Б	Кремнистые сланцы, карбонатные	5	10.82	3.70		4	4.5	(42)
Хэ-6В	Кремнисто-глинистые сланцы	4	0.46	1.83		10	1	(2)
Хэ-6Г	Существенно глинист- ые сланцы	9	0.19	2.66		14	2.9	(50)
Хэ-6Д	То же	4	0.24	5.89		28.5	5.9	(100)
Се9-2100	Фосфатные конкреции	20				16	35	(-)
Се9-2103	То же	6				7	70	(-)
Се14-2133	» »	4				19	36	(-)

Примечание. В скобках — полуколичественные данные.

Аномальные содержания Se и его спутников в отложениях  $C_{2-3}$ , г/т

Номер пробы	Порода	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	S	Se	U	Mo
		%					
Ка-37-614	Фосфоритовые конкреции	1.98	3.54	1.56	7	54	(<1)
Ка37-639	То же	2.38	5.52		8	92	(<3)
Ка37-644	» »	2.64			23	50	
Ка37-663а	» »	0.88	11.85		6	110	
Ка41-673а	» »	1.63	3.58		11	45	(<1)
Ка41-683а	» »			14	75	(<2)	
Ка52-909	Фосфоритовые конкреции, карбонатные	11.00	6.53		3	69	(<2)
Ка56-917	То же с пиритом	0.66	1.57		7	3	(<2)
Ка56-918	» »	1.01	3.07		11	41	(-)
Ка56-922	» »	2.02	2.78		84	17	(<1)
Ка56-923	» »	0.99	7.07		21	127	(<1)
Ка56-925	» »				26	39	(<1)
Ка56-992	Фосфоритовые конкреции	2.20	10.94		41	111	(<2)
Ка59-1089	То же	2.55	4.18			110	(-)
Ка69-1257	» »	0.79	0.73		5	76	(<1)
Ка41-670а	Сланец глинисто-кремнистый, углистый	0.10	6.83	0.94	51	6	(50)
Ка41-680а	Сланец кремнистый	4.44	2.64		6	8	(10)
Ка41-682а	Сланец глинисто-кремнистый	0.96	4.21	1.20	27	3	(30)
Ка46-729	То же	3.30	1.95	0.60	8	5	(50)
Ка46-730	» »	0.17	3.16	0.32	9	3	(-)
Ка52-910	Сланец углистый, глинисто-кремнистый	0.10	12.27	0.37	25	10	(70)
Ка52-916	То же	0.15	3.24	0.004	7	3	

Таблица 75 (продолжение)

Номер пробы	Порода	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	S	Sc	U	Mo
		%					
Ка59-1086	Сланец углистый, известковый	14.41	1.67	0.60	4	3	(2)
Ка59-1088	Сланец углистый, глинисто-кремнистый	0.10	13.91	0.49	49	9	(20)
Ка59-1111	Сланец кремнистый, полосчатый	2.20	1.97	1.04	6	3	(1)
Ка59-1114	Обохренная тектоническая брекчия по кремням				50	22	(30)
Ка59-1116	Сланец углистый, кремнисто-глинистый	0.11	8.52	0.68	44	12	100
Ка67-1231	Сланец кремнистый	0.35	1.53	0.84	8	3	(1)
Ка69-1252	Сланец углистый, известково-глинисто-кремнистый	12.54	5.09		35	11	(30)
Ка69-1258	То же	12.10	11.75	2.62	67	17	(10)
Ка69-1265	Сланец углистый, глинисто-кремнистый	0.11	7.08	0.41	59	12	(100)
Ка72-1290	Углистая сыпучка с пиритом	0.0	83.05		79	37	>100
Ка72-1293	Сланец углистый	0.44	15.96		71	15	100
Ка72-1292	Кремень темный (фтанит)	0.10	4.55		44	5.0	>100
Се7-2077	Сланец кремнисто-глинистый	0.10	1.00		4	1	(1)
Се8-2081	То же	0.13	1.16		10	2.4	(2)
Се8-2082	Сланец углистый, известково-глинисто-кремнистый	12.10	1.84		6	1	(1)
Се9-2093	Сланец углистый, кремнисто-глинистый	0.22	4.01		40	10	(3)
Се9-2095	Конкреция кремнисто-карбонатная				4	23	20
Се9-2101	Сланец углистый, глинисто-кремнистый, фосфоритоносный	15.84	4.21		22	9.2	(1)
Се9-2102	Сланец углистый, кремнисто-глинистый	0.22	9.94		64	9.7	(30)
Се9-2104	Сланец кремнисто-глинистый	0.22	9.84		40	6.4	(50)
Се11-2114	Конкреции фосфатные				13	83	

Примечание. В скобках — полуколичественные данные.

Такая картина, т. е. несводимость факторов распределения элемента только к литогенным, характеризует не только селен, но и другие элементы, например уран, бор и т. п. Мы вынуждены допускать, что кроме литогенного фактора (*специфического*) первичное распределение селена контролировалось неким ксеногенным (*неспецифическим*) фактором, которым был, скорее всего, вулканизм, синхронный седиментации. В литературе отмечалось, что эксгалативно-осадочные процессы могут сопровождаться сильным накоплением селена.

Первичное распределение селена, обусловленное специфическими и неспецифическими факторами, сильно искажается вторичными процессами, частично вовлекающими селен в миграцию и вызывающими его резкие аномалии. Это процессы мощного выщелачивания углеродисто-фосфатных кремнистых толщ кислыми, возможно, не только гипергенными, но и гидротермальными растворами. Они приводят, с одной стороны, к остаточным концентрациям селена в выщелоченных породах, резко обогащенных органическим веществом. Тот факт, что селен не извлекается из ОВ при таком выщелачивании, указывает на его тесную связь с ОВ на глубоких структурных позициях в «макромолекуле», подобных, например, положению серы в ароматических структурах. С другой стороны, отмечаются аномалии селена в породах того же ряда, но не обладающих особо повышенными содержаниями  $C_{орг}$ ; это трещиноватые и брекчированные фтаниты и кремнистые сланцы, отличающиеся присутствием железистых охр, окислов Mn, вторичных сульфатов и фосфатов. Происхождение таких аномалий может быть связано с миграцией селена, извлеченного растворами из фосфоритовых конкреций, в которых его содержания резко повышены.

### 3.7. Сидерофилы группы железа и ванадий

В наших отложениях ванадий тесно коррелирует с элементами группы железа — хромом, никелем, кобальтом, и по этой причине мы их рассматриваем совместно, отступая от схемы А. И. Перельмана, в которой ванадий входит в одну группу с торием, молибденом, ураном. Перечисленные элементы определялись в основном методом количественного спектрального анализа из одной навески; единичные определения V и Ni сделаны и химическим анализом.

Распределение фоновых содержаний ванадия в палеозойском разрезе показано в табл. 76. Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон V с мировыми субкларками по литотипам [128]:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	250 ± 30	100 ± 50
Терригенные и туфогенные	200 ± 10	50 ± 20
Карбонатные	99 ± 23	40 ± 15

Как видим, пайхойские черные сланцы обеднены ванадием по сравнению с мировыми субкларками, хотя и сохраняют их последовательность (нарастание в ряду карбонатные—терригенные—кремнистые). При этом любо-

**Фоновые содержания V ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 18 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т**

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
S—D <sub>1</sub>	7	150 ± 50		
	8	250 ± 50		
	9			40 ± 10
D <sub>2</sub>	10	40 ± 10		
	11		50 ± 20	
	12			35 ± 10
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> —C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	15	20 ± 10		
	16		30 ± 10	
	17			30 ± 10
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	18	100 ± 50		
	19	400 ± 100		
	20			145 ± 50
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	21	100 ± 50		
	23	40 ± 20		
	24		50 ± 20	
C <sub>2</sub> —P <sub>1</sub>	25			45 ± 20
	27		70 ± 20	
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	28			40 ± 10

питной особенностью являются высокие фоновые содержания V в наших карбонатах, где попадаются аномалии, достигающие 500—700 г/т (визейские обр. Ка64/1219, Ка82/1419).

Распределение фоновых содержаний хрома в палеозойском разрезе показано в табл. 77. Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон Cr с мировыми субкларками по литотипам:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	86 ± 12	60 ± 20
Терригенные и туфогенные	100 ± 7	65 ± 20
Карбонатные	45 ± 6	10 ± 5

Очевидно, что наши черные сланцы обеднены хромом в сравнении с мировыми субкларками, причем одинаковость геохимического фона существенно кремнистых и существенно терригенных литотипов свидетельствует о малом вкладе терригенного источника хрома. Это, как и многое другое, просто подчеркивает в целом высокую кремнистость нашего палеозойского разреза.

Распределение фоновых содержаний никеля в палеозойском разрезе показано в табл. 78. Эти данные позволяют сравнить местный геохимический фон с мировыми субкларками по литотипам:

Литотипы черных сланцев	Субкларки	Геохимический фон Пай-Хоя
Кремнистые	63 ± 7	23 ± 5
Терригенные и туфогенные	84 ± 6	30 ± 7
Карбонатные	41 ± 6	15 ± 5

Хотя наши черные сланцы обеднены никелем по сравнению с мировыми субкларками, последовательность нарастания содержаний в литотипах сохраняется (карбонатные-кремнистые-терригенные), что выдает терригенную природу никеля.

Отложения палиноровой формации  $O_2-O_3$  на содержание ванадия и никеля не анализировались; по анализам нескольких сборных проб кремнисто-глинистых и глинистых сланцев сопчинской свиты содержание Cr околокларковое — 60—80 г/т.

В отложениях нижней толеровой формации (оюская и ливановская свиты) среднее содержание V в кремнистых и глинисто-кремнистых сланцах колеблется в широком интервале 50—200 г/т с общим средним

Таблица 77

**Фоновые содержания Cr ( $M_e \pm \sigma_{Me}$ ) в 18 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т**

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
$O_3$	4 5 7		} 70 ± 20	
$S-D_1$	8 9	} 80 ± 40		7 ± 5
$D_2$	10 11 12	40 ± 10	100 ± 50	10 ± 5
$D_2^2-D_3^{1-1}$	13 14		30 ± 10 60 ± 20	
$D_3^2-C_1^1$	15 16 17	30 ± 20	40 ± 20	9 ± 5
$C_1^2$	18 19 20	60 ± 20 100 ± 50		10 ± 5
$C_1^3$	21 23	50 ± 20		
$C_2-P_1$	24 25		} 100 ± 50	17 ± 10
$P_1^1$	28			55 ± 20

Фоновые содержания Ni ( $Me \pm \sigma_{me}$ ) в 20 литостратиграфических подразделениях сланцевой зоны Пай-Хоя, г/т

Возраст	Код подразделения	Объединенные группы литотипов		
		Фтаниты, сланцы кремнистые, карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые	Сланцы кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные, глинистые, карбонатно-глинистые	Карбонатные породы
S—D <sub>1</sub>	7	40 ± 20		
	8	70 ± 10		
	9			11 ± 5
D <sub>2</sub>	10	25 ± 5		
	11		40 ± 10	
D <sub>2</sub> <sup>2</sup> —D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	12			14 ± 5
	13		15 ± 5	
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> —C <sub>1</sub> <sup>1</sup>	14		20 ± 5	
	15	15 ± 5		
C <sub>1</sub> <sup>2</sup>	16		20 ± 5	
	17			12 ± 5
	18	20 ± 5		
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>	19	40 ± 10		
	20			15 ± 5
	21	10 ± 5		
C <sub>2</sub> —P <sub>1</sub>	22	10 ± 5		
	23			
	24		45 ± 15	
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	25			18 ± 7
	26			
	27		} 90 ± 10	
	28			26 ± 10

около 100 г/т. Но даже такое околосланцевое содержание для этих высококремнистых пород нужно рассматривать как несомненно повышенное, так как содержание в них глинистого вещества не превышает 20%. Средние содержания V, Co и Cr в оюских сланцах составляют около 30, 4 и 60 г/т соответственно. Это тоже повышенные содержания. На графике в координатах V/Cr — Cu/Ni точки для сборных проб попадают в узкую область 1.2—1.6 по Cu/Ni и 1—4 по V/Cr (рис. 62).

При этом глинисто-кремнистые сланцы при соизмеримых содержаниях Cr имеют отношение V/Cr около 1 за счет меньшего содержания V. По-видимому, основным носителем элементов группы Fe в оюских сланцах является ОВ. Даже по сборным пробам содержание C<sub>орг</sub> составляет 5—6%; по анализам же частных проб отмечались содержания, превышающие 9%. Максимальное содержание V, зафиксированное в частных пробах, — 1000 г/т (табл. 79). В карбонатных прослоях перечисленных элементов гораздо меньше, так как содержания C<sub>орг</sub> не превосходят 1—2%.

Среднее содержание V в падейских сланцах значительно ниже, чем в оюских — около 50 г/т (с колебаниями по сборным пробам 35—65 г/т), но они довольно богаты хромом — около 120 г/т в серо-зеленых сланцах

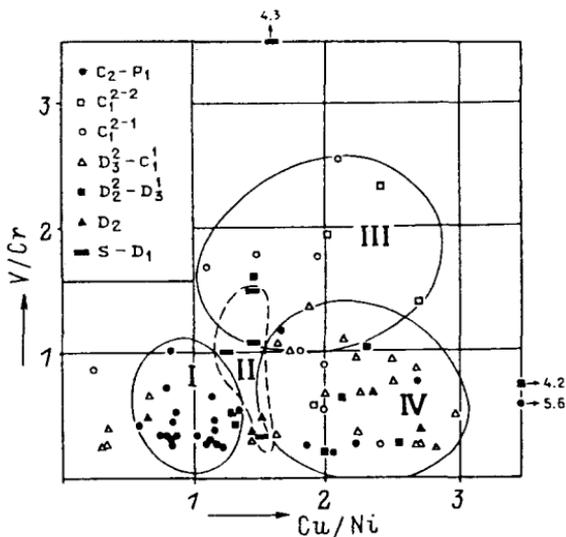


Рис. 62. Расположение сборных проб на графике в координатах V/Cr—Cu/Ni.

Поля: I — преобладание C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>, II — S-D<sub>1</sub>, III — преобладание C<sub>1</sub><sup>2</sup>, IV — смешанное поле, но с преобладанием D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>.

и около 70 г/т в черных сланцах верхов свиты. Соответственно и отношение V/Cr в глинистых сланцах (0.40) — одно из наиболее низких в палеозойском разрезе. Можно допустить, что преобладающая часть Cr в этих породах связана с глинистым веществом.

Необходимо отметить накопление Ni в черных глинисто-кремнистых сланцах верхов свиты (около 45 г/т) в сравнении с глинистыми сланцами более низких горизонтов (~ 20 г/т). С этим связано и низкое отношение Co/Ni, составляющее 0.09. Поскольку это накопление не связано с ростом ванадия и хрома (средние содержания V в этих сланцах не изменяются, а хрома даже убывают), его нельзя приписать органическому веществу. Однако накопление никеля в этом марганценосном интервале разреза, не случайно, так как то же самое отмечается и в марганценосных слоях D<sub>3</sub><sup>2</sup>-C<sub>1</sub><sup>1</sup>.

В отложениях фтанитовой формации содержание элементов группы Fe очень отчетливо зависит от содержания органического вещества. По 10 сборным пробам силицитов (представляющих 73 частных) содержание ванадия изменяется от 4.4 до 32 г/т, в среднем составляя около 20 г/т; хрома — от 18 до 63 г/т, в среднем около 35 г/т. Содержания никеля более постоянны — 10—15 г/т, в среднем 13 г/т. При наличии в силицитах несколько повышенного содержания ОВ (две сборные пробы, составленные из 13 частных), на уровне 2.0—2.5% C<sub>орг</sub>, наблюдается рост содержания ванадия (46 г/т) и хрома (50 г/т).

По сравнению с фтанитами и фтанитоидами в кремнистых сланцах несколько больше ванадия (42 г/т) и никеля (18 г/т). Но и в этих породах увеличение C<sub>орг</sub> до 3—4% сопровождается ростом содержаний ванадия и

Содержание элементов группы Fe в оюских сланцах, г/т

Номер пробы	Порода	C <sub>орг</sub> %	V	Cr	Ni
Каб-32	Сланец темный кремнистый	5.63	640	63	49
Каб-51	То же	6.34	770	38	69
Д-28	Сланец углисто-кремнистый	~5*	1000	200	110
Д-30	Сланец черный плитчатый	~5*	300	150	56
Д-31а	Сланец углисто-кремнистый	~4*	680	180	80
Д-45	То же	~6.5*	220	180	70
Д-48	» »	~4*	600	200	50

Примечание. Образцы, помеченные звездочкой, взяты из кол. Э. С. Шербакова по руч. Даркаруэзшор; для них оценка содержания C<sub>орг</sub> — условная (по п. п. п., H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>).

хрома (143 и 186 г/т соответственно). Заметим, что в сланцах в отличие от фтанитов и фтанитоидов содержится до 15—18% глинистого вещества, вероятного носителя хрома.

В целом же большинство массивных силицитов данного интервала характеризуются довольно высокой величиной отношения Cu/Ni (1.5—3.0) за счет обогащения Cu и отношением V/Cr, обычно меньшим единицы, что не составляет какой-либо специфики.

Важно отметить, что марганценозные яшмоиды, а также турнейские кремнисто-карбонатные конкреционные Mn-руды несут аномально высокие средние содержания никеля — 76—78 г/т, что подчеркивается и аномально низким значением отношений Cu/Ni (0.30—0.35 на фоне значений 1.5—3.0, типичных для фтанитовой формации в целом), Co/Ni (0.09—0.12 на фоне 0.20—0.36). И это несмотря на повышенные содержания Co, достигающие 7 г/т. По полуколичественным анализам яшмоидов отмечались содержания Ni до 130 г/т. Особенно мощные аномалии никеля обнаружены в зювитах — ударных брекчиях (импактитах) по субстрату пород фтанитовой формации недалеко от борта Карской депрессии, несколько выше р. Б. Серью. Здесь количественными анализами в породах, несущих признаки Cu—Zn оруднения, фиксировалось до 700 г/т никеля! Наиболее вероятной формой присутствия никеля может быть арсенид никеля — никелин [142].

Нижневизейский черносланцевый интервал выделяется сильными накоплениями V в сланцах с рядом мощных аномалий. По сборным пробам силицитов и смешанных пород (глинисто-кремнистых + кремнисто-глинистых сланцев) средние содержания V составляют 30—200 г/т с общим средним около 90—100 г/т. Хотя максимальные накопления V четко приурочены к углеродистым разностям сланцев, повышенный геохимический фон ванадия характерен для всех нижневизейских пород, включая и карбонатные (табл. 80). Например, среднее содержание V в сб. пр. Ка-5Д, представляющей кремнистые сланцы в районе Сульванитового Лога на р. Каре (местность ниже руч. Гермес (Пэяха) с очень обильными проявлениями сфалерит-сульванитовой минерализации), равно 530 г/т, что более чем вчетверо превосходит кларк для глинистых пород. Если же учесть,

Средние содержания элементов группы Fe в нижневизейских черных сланцах, г/т

Номер сборной пробы	Порода	n	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	V	Cr	Ni	Cu
			%					
Ка-5Д	Кремнистые сланцы	7	0.10	5.62	530	(7)	(6.5)	(6.5)
Ка-10А	Известняки	3	37.62	2.59	38			20
Ка-10П	»	3	32.78	2.25	48	(7)	(10)	(5.5)
Ка-10Р	»	3	30.36	1.46	150	(100)	(6.5)	20
Ка-10Ц	Известняки кремнистые	3	18.48	3.15	1000	(9.5)	(100)	6.5
Ка-10Ю	То же	4	20.00	1.35	300	7	5	50
Ка-13М	Карбонатные конкреции	3	40.00	0.90	20			
Ка-13С	То же	2	40.00	0.90	20	6.5	(10)	(10)

что это углеродистые сильнокремнистые породы ( $\text{SiO}_2 = 90.69\%$ ,  $\text{ГМ} = 0.03$ ,  $\text{C}_{\text{орг}} = 5.6\%$ ), то их обогащение ванадием выявится еще отчетливее. В карбонатных породах, даже если исключить экстремальную пр. Ка-13Ц (около 1000 г/т V), содержания V доходят до 300 г/т, Cu — до 50 г/т. Поскольку количество глинистого вещества в этих породах очень мало,  $\text{C}_{\text{орг}}$  тоже не очень много (1—3%), можно допустить, что немалая доля V и Cu содержится и в самом карбонатном веществе. Теоретический анализ геохимии карбонатных пород показал, что V принадлежит к числу тех элементов, содержание которых в карбонатных породах аномально высоко. Большинство таких элементов находится в породах в неструктурных формах и легко может мобилизоваться из них горячими водными растворами [108, с. 230—231].

Среди массивных силицитов — фтанитов и фтанитоидов — нижневизейские выделяются наивысшими содержаниями V — около 85 г/т, что в 3—4 раза выше, чем в любых других фтанитах палеозоя Пай-Хоя. Еще богаче элементами группы железа кремнистые сланцы с 3—6%  $\text{C}_{\text{орг}}$  — 100—200 г/т V, 85—140 г/т Cr, 16—148 г/т Ni, хотя резкие колебания этих элементов по отдельным пробам не имеют прямой связи с содержаниями ОВ. В ряде случаев можно допускать входение Ni и в ОВ, и в сульфиды, и в глинистое вещество; хром же определенно входит в ОВ и глинистое вещество. Ориентировочные расчеты показывают, что для создания наблюдаемых в породах концентраций Cr, в ОВ должно содержаться 1000—1500 г/т Cr, а в глинистом веществе — 100—150 г/т, т. е. примерно на порядок меньше. Например, углеродистый кремнистый сланец, содержащий 5%  $\text{C}_{\text{орг}}$  и 20% глинистого вещества, будет содержать 70—140 г/т Cr. Аномальные содержания V в углеродистых сланцах достигают 1430 г/т, Cr — 220 г/т, Ni — 64 г/т, Co — 12 г/т. Примерно половина аномалий V относится к выщелоченным пористым сланцам. Определенная корреляция  $\text{V} - \text{C}_{\text{орг}}$ , заметная в неизмененных углистых сланцах (табл. 81), пропадает в пористых породах (ОПП), где в результате выноса породообразующих компонентов (в первую очередь, вероятно, кремнезема) содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  увеличивается, достигая таких высоких значений, как 16% (пр. Ка52-1126). Несмотря на такие содержания, в 2—3 раза превышающие «норму» для углеродистых сланцев этого возраста, содержание V не

Содержания элементов группы Fe в отдельных пробах  
нижневизейских черных сланцев

Номер пробы	Порода	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	V	Cr	Ni	Co	Cu
		%						
Ka30-549	Сланец углисто-кремнистый	0.10	10.63	1200	220	23	5.2	47
Ka45-726	То же	1.21	4.90	610	70	54	6	47
Ka49-792	» »	0.11	8.37	1430	57	51	6	60
Ka52-1018	Пористый углисто-кремнистый сланец	0.10	9.30	510	62	26	5	
Ka52-1124	То же	0.66	14.51	350	77	64	12	120
Ka52-1126	» »	0.44	16.07	367	94	24	4.7	30
Ka52-1135	» »	0.11	5.68	130	82	23	4.9	98
Ka81-1397	» »	0.66	9.55	520	98	17	3.7	26

только пропорционально не растет, но, может быть, даже отчасти снижается. Оно не превосходит 300—500 г/т, тогда как при простом механическом концентрировании ОВ в породе следовало бы ожидать содержаний V на уровне 1000—1500 г/т. Эти соображения могут означать, что не менее половины исходного ванадия выщелачивается из ОВ углеродистых сланцев. Такой процесс ранее допускался Н. П. Юшкиным для объяснения генезиса пайхойского сульванита [149]. Наши данные, как видим, не противоречат такому предположению.

В существенно карбонатной толще окско-серпуховского возраста прослой и линзы карбонатных кремней и листоватые прослой кремнисто-глинистых сланцев, нередко сильноуглистых, содержат заметные количества элементов группы железа:

	V	Cr	Ni	Co
Кремни карбонатные: 2 сборные пробы, составленные из 21 частной	22	22	11	4.0
Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы: 2 сборные пробы, составленные из 4 частных	312	142	11	4.7

Таким образом, однозначно решается проблема источника V в многочисленных кварц-кальцитовых жилах с сульванитом, в изобилии встречающихся в окской толще (C<sub>1</sub>V<sub>2-3</sub>) в зонах разломов. Как видим, содержание ванадия в сланцах, содержащих в среднем 15—18% глинистого вещества и около 8% C<sub>орг</sub>, — самое высокое во всем палеозойском разрезе. Это приводит к высокому отношению V/Cr — 2.2; относительно повышено и содержание Co, что дает самое высокое в палеозое отношение Co/Ni — 0.43.

Черносланцевая толща C<sub>2-3</sub> по содержанию элементов группы Fe имеет некоторые характерные особенности: низкие значения отношения V/Cr (0.5 ± 0.2, редко до 1) и Cu/Ni (1.5 ± 0.5). Первое объясняется относительным накоплением в породах хрома, второе — заметным накоплением Cu, хотя содержания Ni и Co также довольно высоки.

В массивных силицитах заметно меньше элементов группы железа по сравнению с глинисто-кремнистыми сланцами:

	V	Cr	Ni	Co
Массивные силициты	23	72	29	7.9
Глинисто-кремнистые сланцы	36	112	54	9.8

Содержания хрома, никеля и кобальта в силицитах и сланцах среднего карбона выше, чем в одноименных породах нижнего визе, в которых, наоборот, заметно больше ванадия. Можно сказать, что в отложениях визе проступает «базитовая тенденция» химического состава, а в отложениях среднего карбона — «ультрабазитовая». Последняя достигает максимума в черносланцевых отложениях флишоидной формации ( $P_1^1$ ), где по сборной пробе глинисто-кремнистых сланцев фиксируются наивысшие во всем палеозойском разрезе содержания Cr и Ni — 184 и 97 г/т соответственно. Если вспомнить, что Ni в палеозойском разрезе был довольно четким спутником Mn, то это может означать, что в данных отложениях можно рассчитывать найти высокие концентрации Mn (новоземельский уровень?).

Итак, сланцевые формации Пай-Хоя характеризуются довольно высокими содержаниями ванадия, хрома, никеля и кобальта, свойственным прежде всего толеровым (черносланцевым) формациям, обогащенным органическим веществом.

Наиболее тесную связь с содержаниями OB обнаруживает ванадий: как правило, его максимальные содержания наблюдаются в наиболее углеродистых породах. Сильно концентрируется в OB и хром, но существенная доля валового хрома входит и в состав глинистого вещества. Вопрос о присутствии в сланцевой зоне хромшпинелидов, столь характерных для отложений Елецкой зоны [108, с. 132—133], остается открытым. В принципе они могли бы попадать в глубоководную зону седиментации с турбидными потоками. Более сложно распределены никель и кобальт, так как они могут присутствовать как минимум в трех формах — в составе OB, глинистого вещества и сульфидов.

Как и для большинства других элементов-примесей, в распределении элементов группы Fe можно отметить специфический литогенный и неспецифический ксеногенный факторы [128]. Существование неспецифического фактора отчетливо видно при сравнении двух черносланцевых толщ толеровой формации — нижевизейской и среднекарбоневой. При сопоставимых содержаниях  $C_{орг}$  первая обогащена V и Cu, а вторая — Cr и Ni, отражая соответственно некие «базитовую» и «ультрабазитовую» тенденции химического состава.

Особо следует подчеркнуть геохимическую связь Ni и Mn, ибо никелем обогащены именно те интервалы палеозойского разреза, которые обогащены и Mn: верхи падейской свиты  $D_2$ , верхи фтанитовой формации  $D_3^2-C_1^1$  и, по-видимому, пачка  $C_{2-3}^b$  верхней толеровой формации.

Отмечавшаяся корреляция аномальных концентраций Fe, Mn, Ni, As, Cu, (Zn) позволяет предполагать, что Ni поступал в бассейн седиментации на коллекторе — скоагулированных взвешах гидроокислов Fe и Mn — продуктах подводных эксгаляций базитовой магмы. Для фтанитовой формации это объяснение особенно правдоподобно, так как в девонских

базальтоидах Пай-Хоя давно установлена Cu-Ni сульфидная минерализация [147, с. 38—39]. Не исключено, что очаги базитовой магмы могли давать рудные флюиды, разгрузившиеся непосредственно на дно девонского глубоководного бассейна.<sup>11</sup>

### *Марганец*

Геохимии и минералогии Mn в сланцевой зоне Пай-Хоя были посвящены специальные наши работы [116, 122]; мы касались этих вопросов в геохимическом описании (см. гл. 1), при разборе геохимии конкреций, в числе которых есть и марганцовистые (раздел 2.2), при характеристике изотопного состава карбонатов (раздел 2.3). Кроме того, Mn — один из элементов характерной для Пай-Хоя рудной триады (барий—фосфор—марганец), поэтому мы не обойдемся без упоминаний о марганценосности разреза и при освещении специфических «рудных» проблем (см. далее раздел 4.1.2).

Все это позволяет лишь напомнить общую картину распределения Mn в палеозойском разрезе сланцевой зоны и указать основные эмпирические закономерности этого распределения.

*Ордовикские отложения.* По данным анализов проб из коллекции Э. С. Щербакова (мыс Соколий, Хабарово, руч. Подходный), песчаники и сланцы O<sub>1</sub> на северо-восточном Пай-Хое содержат в среднем 0.02—0.05% Mn при колебаниях от 0.015 до 0.075%. Эти отложения, скорее всего, елецкие. По сравнению с ними лемвинские глинистые известняки хенгурской свиты (р. Тарипад) богаче Mn — 0.10% (0.085—0.15%). Примерно такие же средние содержания Mn отмечаются и в отложениях O<sub>2</sub>—O<sub>3</sub> на центральном Пай-Хое с убыванием вверх по разрезу от хенгурской к сопчинским свитам.

*Силурийские отложения.* Черные сланцы оюской свиты бедны Mn (0.01—0.05%, в среднем 0.02%). В карбонатных породах его больше; при этом относительно чистые (н. о. 9—16%) известняки содержат 0.1—0.3% Mn, а сильноокремненные и притом доломитовые известняки (н. о. 37—53%, нормативного доломита ~ 39%) — до 2.2%. Возможно, эти породы испытали большее воздействие диагенетических конкреционных процессов, но, может быть, это обогащение и первично.

*Среднедевонские отложения.* Чистые рифогенные известняки, развитые в районе водопада Буредан на р. Каре, значительно беднее Mn по сравнению с темными окремненными известняками ливановской и падейской свит. Разница составляет целый порядок (0.0n и 0.n—1% соответственно) и хорошо согласуется с представлением о том, что первые суть елецкие отложения.

---

<sup>11</sup> Имеются соображения о том, что ордовикские отложения палиноровой формации, интродуцированные этими базальтоидами, находились в слабосцементированном, влагонасыщенном состоянии. Об этом свидетельствуют огромные размеры ореолов контактовых роговиков вокруг интрузий [147]. Можно думать, что эти осадки лежали подо дном морского бассейна, не претерпев еще катагенеза. Видимо, наиболее прогнутая часть этого бассейна в D<sub>3</sub>, соответствующая абиссальным (?) глубинам, была и наиболее проницаема для рудных флюидов типа тех, которые в настоящее время разгружаются на дне Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Отчетливо «заражена» Мп верхняя часть разреза падейской свиты, представленная чередованием окремненных сильноизвестковых доломитов, черных кремнисто-глинистых сланцев и кварцевых песчаников с карбонатным цементом. Здесь даже в практически бескарбонатных сланцах фоновые содержания Мп не падают ниже 0.1—0.2% и приближаются к 1% в песчаниках и алевролитах с карбонатным цементом. К сланцам приурочены многочисленные кремнисто-родохрозитовые, олигонитовые, манганосидеритовые конкреции с обильным пиритом. Конкреционные эффекты проявлены и в пластах обломочных пород: чем они тоньше, тем сильнее обогащения Мп.

*Верхнедевонские отложения.* Самые характерные породы нижней толщи  $D_3^a$  — ритмичные полосатые сланцы — содержат в среднем менее 0.1% Мп, причем содержания его в отдельных слоях строго следуют за их карбонатностью, и в наиболее карбонатных достигают 0.20%. Наиболее низкие содержания Мп отмечены во фтанитах и углистых разновидностях сланцев (0.005—0.02%), а самые высокие (0.3%) — в горизонте существенно кремнистых конкреций в основании толщи  $D_3^a$ .

В толще  $D_3^b$  по содержаниям Мп можно выделить три группы пород. В первую, с содержаниями 0.003—0.1%, попадают почти все бескарбонатные кремнистые породы — как массивные силициты, так и сланцы. Во вторую — те же породы с примесью карбоната до 20—25%, а также светлые кремнистые известняки. В этой группе содержится 0.1—1.0% Мп. Третью, наиболее богатую Мп (более 1%) группу, образуют породы верхов  $D_3^b$  — низов  $C_{1,t}$  — яшмоиды, конкрецииды, кремнистые известняки и конкреции.

Заметим, что именно в интервале, обогащенном Мп, присутствуют и кремнисто-карбонатные породы (зеленые яшмоиды) с существенной примесью доломита, тогда как для остального разреза  $D_3$  они совсем не характерны.

*Турнейские отложения.* Только нижние слои этой толщи, переходные к  $D_3^b$ , несут повышенные средние содержания Мп (до 2.17% в рассланцованных кремнистых доломитах на р. Каре); залегающие выше по разрезу фтаниты и сланцы бедны Мп (в среднем 0.01—0.03%, с минимальными содержаниями до 0.002%).

*Нижневизейские отложения.* Фтаниты и сланцы мало отличаются от турнейских (Мп 0.01—0.03%). Более высокие содержания Мп в обломочных известняках (0.03—0.1%), в сланцах с примесью карбоната и фосфата (0.1—1.0%), а также в карбонатных и фосфоритовых конкрециях с примесью карбоната.

*Окские отложения.* Типичные детритовые известняки этой толщи содержат около 0.05% Мп, а переслоенные с ними карбонатные кремни (15—30% карбоната) — вдвое меньше — 0.025%. Лишь одна проба доломитовых известняков с руч. Гудыршор показала 0.16% Мп.

*Серпуховские отложения.* Это карбонатная толща бедна Мп (в среднем 0.02—0.04%), только в некоторых доломитах содержание Мп поднимается до 0.075%.

*Отложения  $C_2$ — $P_1$ .* Эта толща явно более марганцовистая, чем нижнекаменноугольная. Здесь в черных кремнисто-глинистых сланцах около 0.1% Мп, в отдельных сборных пробах даже до 0.37%. Известняки  $C_{2-3}$

Распределение фоновых содержаний Mn по типам пород, %

Возраст	Сланцы глинистые и кремнисто-глинистые	Песчаники, алевриты	Карбонатные породы	Сланцы кремнистые и глинисто-кремнистые	Массивные силициты, фтаниты, кремни, яшмоиды	Конкрекции и конкрециды существенно карбонатные
O <sub>1</sub> —O <sub>2</sub> <sup>*</sup>	0.03	0.05	0.02—0.10	0.03—0.25		0.50—0.60
O <sub>2</sub> —O <sub>3</sub>	0.05—0.20		0.08—0.20	0.01—0.08		0.30—0.60
S—D <sub>1</sub>			0.02—0.10	0.01		
S <sub>2</sub> —D <sub>1</sub>			0.10—0.20			
D <sub>1-2</sub> <sup>*</sup>			0.03—0.10			
D <sub>2</sub>	0.01—0.10	0.05—1.5	0.35—1.5	0.02—0.15		0.05—1.0 6.0—12.0**
D <sub>2</sub> <sup>1</sup> —D <sub>3</sub> <sup>1-1</sup>				0.005—0.20		0.15—0.30
D <sub>3</sub> <sup>2</sup> —C <sub>1</sub> <sup>1</sup>			0.30—11.0	0.005—2.0	0.002—0.10	1.0—14.0
C <sub>1</sub> <sup>1</sup>			0.20—2.0	0.005—0.05	0.001—0.35 0.20—8.0***	0.20—0.90
C <sub>1</sub> <sup>2-1</sup>			0.03—0.75	0.005—0.045	0.002—0.02	0.20—0.30
C <sub>1</sub> <sup>2-2</sup>			0.02—0.15	0.003	0.01—0.15	
C <sub>1</sub> <sup>3</sup>			0.001—0.04 0.025—0.075****		0.025	
C <sub>2</sub> —P <sub>1</sub> <sup>1</sup>			0.20—1.0	0.015—0.15	0.01—0.40	0.30—2.5
P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	0.05—0.10	0.04—0.15	0.35	0.01		0.4—0.50

Примечание. \* — слесские фации, \*\* — конкрекции марганцовистые, \*\*\* — яшмоиды, \*\*\*\* — доломитовые породы.

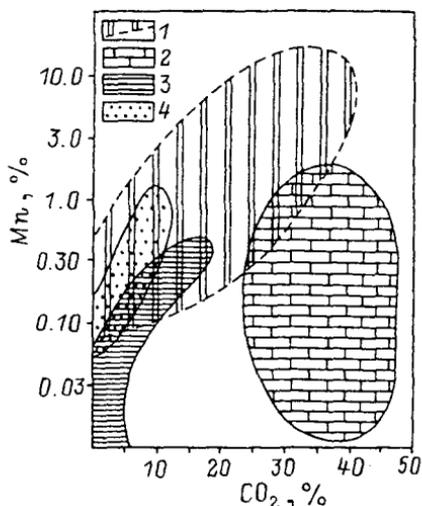


Рис. 63. Расположение полей литотипов (сборные пробы) на графике в координатах Mn—CO<sub>2</sub>.

1 — конкреционные и конкрециодные, 2 — карбонатные, 3 — глинистые и кремнистые, 4 — обломочные.

при внешнем сходстве с нижневизейскими отличаются повышенной магниальностью (до 23 % нормативного доломита), содержат в среднем 0.56% Mn при колебаниях по сборным пробам от 0.06 до 1.08%. Как видим, эти содержания намного выше, чем в известняках и доломитах нижнего карбона. Наивысшие средние содержания, превышающие 4% Mn, зафиксированы в мегаконкрециях — манганокарбонатных «бомбах».

*Нижнепермские отложения.* Во флюидной толще P<sub>1</sub> марганец распределен примерно так же, как и в аналогичных толщах Предуральского прогиба [47]. Максимальные концентрации Mn (0.3—0.5%) найдены в конкрециодных мергелях и явных конкрециях; в 2—3 раза меньше Mn в песчаниках с карбонатным цементом и еще меньше — в аргиллитах (0.085%) и алевролитах (0.04%).

Если теперь рассмотреть все данные по типам пород (табл. 82), то станет ясно, что распределение Mn в палеозойском разрезе явно контролируется стратиграфическим фактором. Это означает, что определенные интервалы разреза заметно обогащены Mn по сравнению с другими: верхи падейской свиты, пограничные слои D<sub>3</sub><sup>2</sup>—C<sub>1</sub>t и отложения C<sub>2</sub>. Если же зафиксировать мощное влияние этого фактора и рассмотреть распределение Mn внутри стратиграфических интервалов, то можно выстроить следующий ряд возрастания средних содержаний Mn: силициты (фтаниты, кремнистые сланцы, глинисто-кремнистые сланцы) → глинистые сланцы, алевролиты → песчаники (мощные пласты) → карбонатные породы → конкрециодные карбонатные породы и песчаники (тонкие пласты) → карбонатные конкреции. Этот ряд отражает зависимость содержаний Mn еще от двух факторов: содержания в породе карбонатного вещества (носителя Mn) и интенсивности диагенетического

процесса перераспределения Mn из терригенного и аквагенного (окисного) вещества в карбонатное. Как видно из обобщенного рис. 63, наиболее четко связь между карбонатностью пород и содержанием в них Mn проявлена для песчаников; в конкрециях и конкрециоидах корреляционное поле сильно размыто, в карбонатных породах такой связи вообще нет, а в силитах она дает о себе знать лишь начиная с содержания карбонатного вещества не менее 3—4%. При этом интенсивность диагенетического стягивания Mn при двух равных условиях (т. е. при зафиксированных стратиграфическом и литологическом факторах) стоит в обратной зависимости от мощности пластов: чем тоньше пласт, тем больше в нем марганца. Эта эмпирическая закономерность была выявлена еще в работах по палеозою Печорского Урала [47, 108].

Что касается карбонатных пород, то, как мы уже не раз отмечали в геохимическом описании, марганцовистыми оказываются в основном те из них, в которых есть существенная примесь доломита. Однако последняя сама явно контролируется стратиграфическим фактором ( $D_2^2$ ,  $D_3^2$ ,  $C_{2-3}^b$ ), поэтому дело здесь не в доломите самом по себе, а в обогащении осадков в определенные эпохи магнием, железом и марганцем как членами единого парагенезиса.

## Глава 4. РУДОНОСНОСТЬ СЛАНЦЕВОЙ ЗОНЫ ПАЙ-ХОЯ

Вопросов рудоносности мы уже так или иначе касались в разных местах этой книги: в геохимическом описании (см. гл. 1), при детальной характеристике конкреций, изотопного состава карбонатов, при описании особенностей эпигенетических процессов (см. разделы 2.2—4). Однако для удобства читателя, специальным интересом которого являются полезные ископаемые, здесь мы даем сводку материалов по рудоносности в систематизированном виде (не опасаясь некоторых повторений, чего избежать невозможно).

Оруденение, наблюдаемое в сланцевой зоне, легко подразделить на два крупных генетических типа — сингенетический и эпигенетический, обычно тесно связанный с первым.

### 4.1. Сингенетическое оруденение

К этому типу относятся рудопроявления и месторождения фосфоритов, марганцевых руд, баритов и серного колчедана.

#### 4.1.1. Фосфориты

После находок пластовых фосфоритов в черносланцевой толще силура по инициативе и под руководством А. С. Микляева были проведены (1974 г.) широкие поисковые работы на фосфориты в юго-восточной и центральной частях Пай-Хоя. А. С. Микляев пришел к выводу о наличии на Пай-Хое пяти фосфатоносных уровней: среднеордовикского, силурийского (венлок-лудлов), нижневизейского и среднекарбонowego (пачки  $C_{2-3}^a$  и  $C_{2-3}^c$ ). Первые два уровня представлены наиболее перспективным видом фосфатных руд — пластовыми, а карбонные — только малоперспективными конкреционными рудами. При этом было установлено региональное распространение силурийского фосфатоносного горизонта во всей Карской (сланцевой) структурно-формационной зоне, на протяжении более 200 км.

В отличие от силурийского среднеордовикский фосфатоносный горизонт оказался ограничен в своем распространении только районом Едунейского поднятия, где он прослеживается на расстоянии около 30 км. Средние содержания  $P_2O_5$  в этом и другом горизонтах примерно одинаковы (2—4 и 3—5% соответственно), близки и максимальные содержания

(6—7 и 7—9%). Мощность среднеордовикских фосфатоносных отложений принимается равной 160—180 м, силурийских — около 100 м. Весьма похожи характер разреза и типы пород фосфатоносных горизонтов; нижняя их часть сложена грубоплитчатыми черными фтанитами, а верхняя — черносланцево-карбонатной пачкой переслаивания. Это сходство отмечал и сам А. С. Микляев, продолжая настаивать на их разновозрастности. Даже из общих соображений объяснить это сходство (практически — гомологию) очень трудно. Почему среднеордовикские отложения района Едунейского поднятия оказались резко отличными от среднеордовикских отложений центрального Пай-Хоя и в то же время столь разительно похожи на отложения силура?

В 1977 г. при первом же знакомстве с разрезами сланцевой зоны А. И. Елисеев предположил, что так называемые среднеордовикские отложения на самом деле силурийские. Были произведены повторные сборы граптолитов, комплекс которых однозначно показал силурийский возраст вмещающих пород. Таким образом, А. И. Елисеев доказал, что «среднеордовикский» и силурийский фосфатоносные горизонты на самом деле являются одним и тем же силурийским горизонтом. Повторение их в разрезе объясняется не цикличностью осадконакопления (как предполагал А. С. Микляев), а крупноамплитудными пологими надвигами. Например, на руч. Вяшпор (восточный склон Едунейского поднятия) черносланцевая толща силура лежит практически горизонтально, образуя мощную тектоническую пластину, в подошве которой находится терригенная толща нижнего ордовика. Появление в верхах последней прослоев глинистых сланцев создает иллюзию «постепенного перехода» от терригенной толщи к черносланцевой.

Итак, фосфатоносность в сланцевой зоне Пай-Хоя связана с толеровыми формациями — нижней и верхней.

**Силурийско-нижнедевонская толеровая формация.** Фосфатоносной является средняя часть формации — венлок-лудловские отложения. Мощности этих отложений и содержание в них  $P_2O_5$  приведены выше. Фосфаты приурочены к углисто-кремнистым сланцам в толще переслаивания их с углисто-карбонатными сланцами. Фосфатное вещество представлено аморфным зеленовато-бурым минералом, сконцентрированным, как правило, в более светлых кремнистых линзочках и прослоях. Минеральный состав его точно не установлен. По аналогии с другими районами подобного строения он принимается А. С. Микляевым в виде минерала, переходного от фторатапгита к карбонатапгиту.

По результатам опробования черных кремнистых сланцев оюской свиты по руч. Вяшпор и Марейшпор мы разделили пробы на две группы; в первую вошли пробы, в которых полуколичественный спектральный анализ показал не менее 0.5%  $P_2O_5$ , во вторую — все остальные. Из этих групп составили сборные пробы Ка-1А и Ка-1Б с целью выяснить, отличаются ли они чем-либо по химическому составу. Сравнение показало следующее.

1. «Нефосфатные сланцы» (0.03%  $P_2O_5$ ) отличаются высокой карбонатностью (9.13%  $CO_2$ ), тогда как «фосфатные» (1.80%  $P_2O_5$ ) малокарбонатны ( $CO_2$  1.40%) и представляют собой сильнокремнистую породу (78.29%  $SiO_2$ ).

2. По величине петрохимических модулей АМ, ТМ, КМ, ГМ различия хотя и есть (в фосфатных сланцах значения модулей выше), но они так невелики, что ложатся в пределы точности анализов. Несущественны также различия по  $C_{орг}$  (5.62 и 6.27%),  $S_{общ}$  (0.60 и 0.46%).

Лишь по величине железного модуля ( $ЖМ = FeO + Fe_2O_3 + MnO/Al_2O_3 + TiO_2$ ) имеется явное различие: фосфатоносные сланцы более железисты, чем нефосфатные (0.48 против 0.22).

Сходные результаты получились и при сравнении двух сборных проб, составленных из макроскопически «углистых» сланцев (сборные пробы Ка-17А и Ка-17Б, содержащие 1.75 и 2.85%  $P_2O_5$  соответственно). И здесь менее фосфатная проба оказалась более карбонатной (12.71%  $CO_2$  против 3.44%), заметно менее глинистой (ГМ 0.07 против 0.19) и опять-таки более железистой (ЖМ 0.50 против 0.28).

По анализам частных проб с повышенным содержанием  $P_2O_5$  иногда можно заметить экстремально низкое значение калиевого модуля КМ при низком содержании  $K_2O$ . Это вместе с отмеченным повышенным значением модуля ЖМ можно истолковать единственным способом — как указание на преобладание в составе глинистого вещества хлоритов (а не гидрослюд), притом, скорее всего, железистых. Можно предположить, что фосфатоносные пробы обогащены аутигенными железистыми хлоритами типа шамозита.

**Верхнедевонско-нижнепермская толеро́вая формация.** Фосфориты в этой формации развиты в ее средней (нижневизейский подъярус) и верхней (башкирский ярус) частях. Они представляют собой небольшие конкреции, которые приурочены к черным кремнистым сланцам. Средняя плотность распределения конкреций кремнистого фосфорита составляет от одной до 10 штук на один погонный метр, редко бывает больше (до 20).

Мы видели, что для нижневизейского интервала характерны довольно частые аномалии по фосфору и в самих породах. Их можно разделить на два основных типа: сингенетичные и эпигенетичные. К первым относятся аномалии в черных сланцах, содержащих 4—7%  $C_{орг}$  на уровне 0.5—2.0%  $P_2O_5$ . Ко вторым относятся аномалии в трещиноватых и пористых породах: тектонических брекчиях (ТБ), тех же породах, обожренных в результате гидротермальных процессов (МТБ), и облегченных (коксо- или шлакоподобных) пористых породах (ОПП). В этом комплексе измененных пород содержания фосфора очень изменчивы, составляя от 0.5 до 4%  $P_2O_5$ . Особый тип аномалий представляет светлая пластичная глина (по-видимому, апопепловая) Ка31-568, в которой зафиксировано высокое содержание фосфора — 4.85 %  $P_2O_5$ , по-видимому, также вторичного происхождения. Содержат фосфор и характерны для этого интервала доломитовые мегаконкреции — «бомбы». По сборной пробе Ка-13С среднее содержание в них  $P_2O_5$  составляет 0.56%.

Фосфоритовые конкреции в черных сланцах имеют обычно сферическую форму и размеры от 1—2 см в поперечнике до 10—12 см (рис. 64). По составу их условно можно разделить на фосфатные и кремнисто-фосфатные. Первые содержат 20—30%  $P_2O_5$ , имеют выход нерастворимого остатка от 12—13% в наиболее богатых разновидностях до 30—35% в

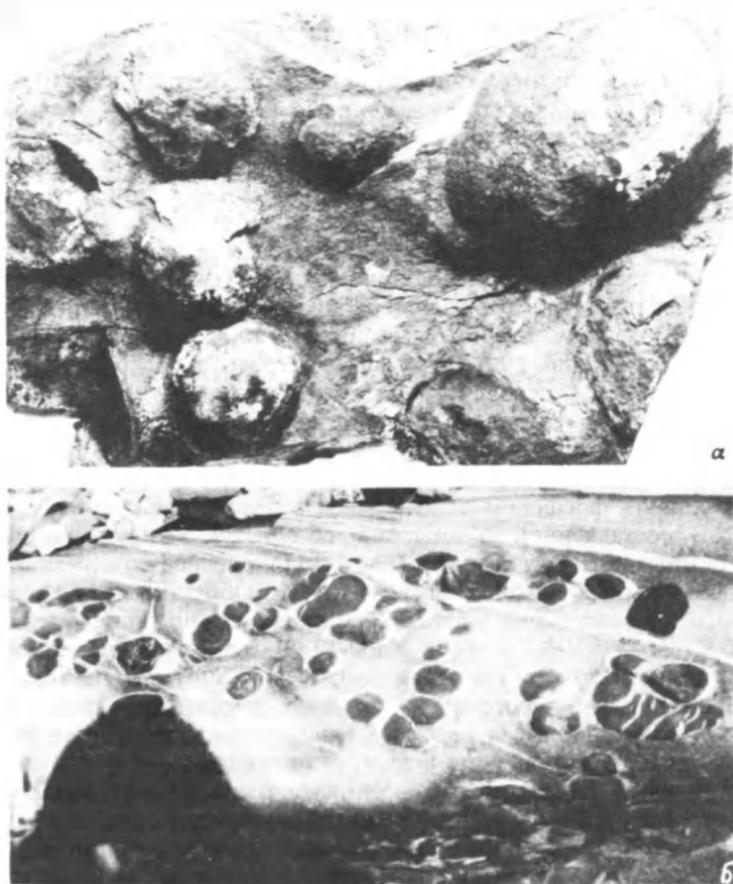


Рис. 64. Конкреции углеродисто-кремнистых фосфоритов.

*a* — участок компактного скопления конкреций («фосфоритовая мостовая»). Руч. Ромашкина, С<sub>2</sub>, башкирский ярус; *b* — аллохтонные (перетолженные) конкреции в слое грубодетритового известняка с градационной сортировкой детрита. Подошва слоя в нижней части снимка. Интенсивно проявлены стрессовая сланцеватость и бластез отдельных конкреций (блоковый будинаж). Оторочки неоморфического («бородатого») кварца вокруг конкреций выгнуты по сланцеватости, Река Силоваяая, С<sub>2</sub>, башкирский ярус.

наиболее кремнистых. Безотносительно к содержанию фосфора среди них выделяются разности бескарбонатные (СО<sub>2</sub> менее 5%) и карбонатные (СО<sub>2</sub> 5—13%). Как доказано путем изучения фосфатной фракции фосфоритов, количество СаСО<sub>3</sub>, входящего в кристаллическую структуру апатита, здесь очень невелико и подавляющая часть СаСО<sub>3</sub> присутствует в виде самостоятельного минерала кальцита [19].

В кремнисто-фосфатных конкрециях содержится 14—15% Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub>. Все фосфориты содержат органическое вещество (С<sub>орг</sub> 2.4—6.8%), часто пирит (S<sub>общ</sub> 1—3%), постоянно присутствует цинк (200—1500 г/т), Ва (400—3000 г/т), La (100—300, в одном случае 700 г/т), U и La, по-види-

тому, изоморфно входят в структуру фосфата, а Zn и Ba образуют собственные минералы (сфалерит и барит?).

Черные сланцы среднего карбона, как и визейские, заражены фосфором, хотя и не дают особых аномалий. По серии из 16 сборных проб (Ка-6) и 4 проб макроскопически «углистых» пород (Ка-17) максимальное среднее содержание  $P_2O_5$  составляет 0.41%, при этом в 6 пробах оно меньше 0.1%. Несомненно, что обогащение черных сланцев фосфором четко стратифицировано — оно приурочено только к тем горизонтам, которые вмещают фосфатные конкреции, т. е. к  $C_{2-3}^a$  и  $C_{2-3}^c$ . Хотя мы не выполняли подсчетов содержания конкреций, не вызывает сомнения, что если бы «возвратить» фосфор из конкреции во вмещающую породу, общее содержание  $P_2O_5$  значительно бы выросло. Так, если принять среднее содержание конкреций 10% от породы, а среднее содержание  $P_2O_5$  в конкрециях (о нем можно судить по сборным пробам) около 20%, то содержание фосфора в породе составит не менее 2%. Таким образом, сланцевые горизонты были обогащены фосфором в 10—20 раз против фоновое содержание.

Зараженность фосфором отмечается и в некоторых кремнях; по сб. пр. Ка-16В, составленной из четырех проб обн. 59, 57 и отвечающей по составу слабоглинистому фтаниту ( $ГМ = 0.11$ ), среднее содержание  $P_2O_5$  даже выше, чем в черных сланцах, — 0.97%. Обогащены фосфором и богатые Cu, Zn оруденелые углисто-кремнистые сланцы обн. 69 на левом берегу р. Кары — 0.70%  $P_2O_5$  (обр. Ка69-1258); возможно, здесь мы имеем дело с эпигенетической минерализацией. К явно эпигенетическому типу относятся накопления фосфора в натечных железомарганцевых рудах (Ка52-897), образовавшихся, вероятно, в результате гипергенного окисления жильного Fe-Mn карбоната в зоне тектонического контакта отложений  $C_1$  и  $C_2$  на «Карском участке». Что касается фосфоритовых конкреций, то они похожи на визейские, но есть и некоторые отличия, по-видимому, отражающие разницу геохимического фона отложений  $C_1$  и  $C_2$ .

1. Максимальный уровень концентраций фосфора в  $C_2$  несколько ниже (27.4% против 30.0%  $P_2O_5$ ), но по среднему содержанию (сборные пробы) разницы практически нет. Наоборот, в  $C_2$  содержание  $P_2O_5$  в фосфоритах менее варьирует, удерживаясь в довольно узком интервале 22—27%. Как и в визе, имеются разности карбонатные и бескарбонатные.

2. Среднекарбонатовые фосфориты в целом богаче органическим веществом:  $C_{орг}$  3.9—6.9% по сборным пробам и до 11.85%(!) — по частным.

3. Только в  $C_2$  имеются конкреции, где пирит является уже не малой примесью, а существенной частью конкрециеобразователя (видимо, до 10—15%); это зональные конкреции с сильнопиритизированной периферией.

4. Заметно выше уровни максимальных концентраций Ba, U, Zn, достигающие 5000, 127 и 2600 г/т соответственно. Кроме того, если верить полуколичественным данным, в  $C_2$  чаще встречаются повышенные содержания La на уровне 300—500 г/т.

Как и в  $C_1$ , в отложениях  $C_2$  отмечалось накопление фосфора в карбонатных конкрециях; в сборной пробе карбонатно-кремнистых конкреций определено 0.73%  $P_2O_5$ .

Итак, выявленные к настоящему времени в сланцевой зоне Пай-Хоя

фосфориты, по-видимому, не представляют практического интереса. Силурийские фосфориты распространены широко, а фосфатоносный горизонт имеет значительную мощность, но руды очень бедные (содержание  $P_2O_5$  не превышает 9%). С другой стороны, содержание  $P_2O_5$  в конкрециях (нижневизейских и башкирских) гораздо выше (в среднем 25—30%), но зато количество самих конкреций в породе невысокое. И все же проявления этих карбонатных фосфоритов позволяют считать регион перспективным на поиски более богатых фосфорных руд. Одним из перспективных для поисков фосфоритов интервалов разреза можно считать нижнепермский — как в составе этой же толеровой, так и во флишоидной формации. Однако эти отложения пока еще очень слабо изучены.

Согласно современным представлениям о происхождении фосфоритов, они образуются стадийно (в седиментогенезе и диагенезе), путем биохемогенной концентрации фосфора в богатых ОВ осадках зон апвеллинга — поднятия глубинных вод [3, 128]. В современных океанах такие зоны находятся на краях шельфов. Можно думать, что на Пай-Хое эти зоны располагались на границе толеровых и карбонатных формаций. Однако в современной структуре Пай-Хоя эта граница перекрыта крупными надвигами, что снижает перспективность региона [65, с. 44].

#### 4.1.2. Марганцевые руды

Седиментационно-диагенетические карбонатные руды марганца были обнаружены на Пай-Хое в 1977 г. [108, 122], хотя высокие содержания  $MnO$  в верхнедевонских яшмоидах были известны и значительно раньше. Однако внимание исследователей, работавших на верхнедевонских толщах, было поглощено поисками и разведкой окисных гидротермальных руд, в результате чего осадочные руды оказались в тени.

Квалификация карбонатных руд как седиментационно-диагенетических исходит из того, что первичные концентрации  $Mn$  формировались в седиментогенезе при условии усиленного поступления в осадок вулканогенного марганца (и железа). Дальнейшее концентрирование марганца, вплоть до уровня рудных концентраций, происходило уже в диагенезе.

К настоящему времени стратиформные концентрации  $MnO$  на уровне руд и рудопроявлений (т. е. превышающие хотя бы 1%  $MnO$ ) установлены на четырех стратиграфических уровнях: в верхах падейской свиты  $D_2$ — $D_3^{1-1}$ , в пограничном интервале  $D_3^2$ — $C_1^1$ , в пачке  $C_{2-3}^b$ . А. С. Микляева и в отложениях сероцветной нижней перми. Однако возраст стратиформных накоплений  $Mn$  в пачке  $C_{2-3}^b$  может быть на самом деле более молодым, ибо, по последним данным А. Д. Петровского [70], В. С. Рогова и др. [79], а также нашим [9], возраст пачек «b» и «с» оказывается в диапазоне от московского яруса среднего карбона до артинского яруса ранней перми. В частности, А. А. Беляевым и Г. Ф. Семеновым в средней части пачки «b» обнаружен смешанный комплекс конодонтов среднего—позднего карбона и раннего асселя. Таким образом, марганценосных уровней может быть не 4, а только 3. С другой стороны, в толще оюской свиты силура некоторые мощные аномалии  $Mn$  также достигают уровня рудопроявлений; поэтому вполне вероятно, что какую-то пачку силура тоже следует рассматривать в качестве марганценосной.

Марганценоность отложений верхов падейской свиты установлена Я. Э. Юдовичем в 1977 г. Любопытна история этого открытия. Изучая отчет по геологической съемке М. А. Маслова и А. С. Микляева (1973 г.), Я. Э. Юдович обратил внимание на странный результат анализа «кварцевого песчаника с пиритом». При очень высокой величине потерь при прокаливании ( $\text{CO}_2$  в число определяемых компонентов не входил) в пробе было определено 14%  $\text{MnO}$ ! Можно было предположить три варианта: а) в тексте отчета опечатка, б) неверен анализ или перепутаны пробы, в) анализу можно верить, но порода определена неправильно. Анализ (если он был правилен) показывал, что это порода существенно карбонатная, а указание на макроскопическую пиритизацию подсказывало, что это, скорее всего, какая-то конкреция. Я. Э. Юдович обратился к А. С. Микляеву с просьбой указать точную привязку точки. А. С. Микляев тотчас выполнил просьбу, поэтому в 1977 г. в районе, расположенном по правому берегу р. Кары в 1.5—2.0 км выше устья р. Брусьяха, Я. Э. Юдович уже вполне «сознательно» искал марганцевые руды, которые могли выглядеть как прочные сливные сильнопиритизированные песчаники или алевролиты. Таким образом, руды, *фактически найденные воркутинскими геологами*, были обнаружены вновь и в дальнейшем изучены. Рудоносной оказалась пачка черных глинисто-кремнистых сланцев мощностью 19 м; она содержит 4 горизонта конкрециидов и конкреций. Рудные тела представлены конкрециями поперечником 0.2—0.3 м, длиной до 0.5 м и, чаще, характерными «поленообразными» телами длиной 1—2 м, поперечником обычно 0.2—0.3 м. Эти «поленья» являются формой будинирования шамозитово-карбонатно-кремнистых или шамозитово-кремнисто-карбонатных конкрециидов, зажатых между более пластичными сланцами. Таким образом, первоначальная мощность этих конкрециидных пластов составляла также 0.2—0.3 м. Расположение этого объекта показано на детальной схеме опробования (рис. 65). Среднее содержание в рудах  $\text{MnO}$  составляет 12—14%,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  — 2—20%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0.5—2.0%. По составу основного рудообразующего карбоната конкрецииды образуют две группы: 1) с преобладанием  $\text{Mn}$ -доломита, 2) с преобладанием олигонита. Марганцовистые карбонаты в данном рудопроявлении находятся в тесном парагенезе с пиритовыми и полиминеральными конкрециями (шамозит-пирит-кремнисто-карбонатными, иногда барийсодержащими) и несомненно являются седиментодиagenетическими.

По всей вероятности, этот же марганценосный горизонт обнаружен Я. Э. Юдовичем и в районе о-ва Марейго, по левому берегу р. Кары. Однако разрез здесь выглядит более терригенным (ритмичное чередование алевросланцев, песчаников и редких известняков). Кроме того, здесь нет полиминеральных конкреций: все они однофазовые, олигонитовые, обычно (как и в районе Брусьяхи) с обильным (до 3—4%) пиритом. По размеру и формам конкреции примерно такие же, как и в районе р. Брусьяхи, в частности здесь тоже наблюдались своеобразные поленообразные формы — продукт будинажа пластообразных конкрециидов первоначальной мощностью 0.2—0.3 м.

Ни мощность марганценосного горизонта, ни число в нем конкрециидных прослоев здесь не установлены вследствие слабой обнаженности. Содержания  $\text{MnO}$  в конкрециидных телах — 10—15%,  $\text{FeO}$  — 12—25%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (отчасти продукт окисления, отчасти входит в шамозит) — 4—14%.

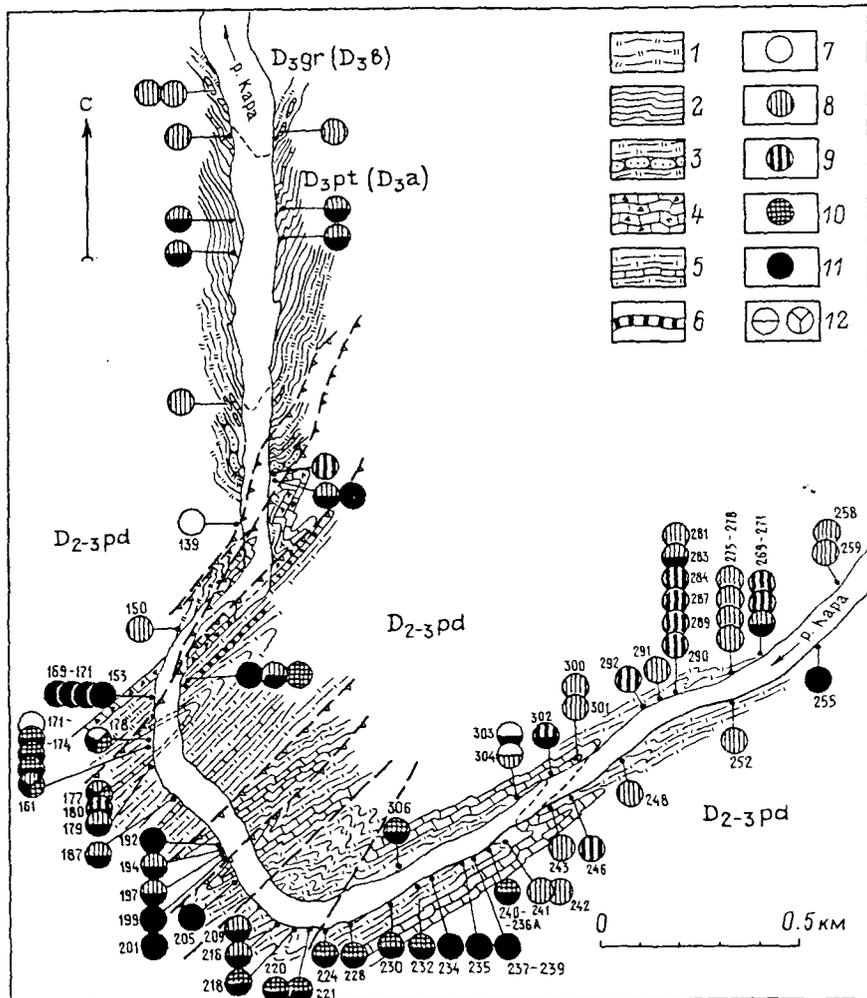


Рис. 65. Геологическая схема участка развития отложений  $D_2$ — $D_3$  на р. Каре в районе баритопрооявления «Брусъятинское» [143]. Составлено по материалам Н. И. Тимонина, Я. Э. Юдовича, А. А. Беляева.

1 — черные кремнистые сланцы и фланиты низов промашорской свиты  $D_3$ ; 2 — глинистые, известково-глинистые сланцы путьюской свиты  $D_3$ ; 3—6 — падейская свита  $D_2$ — $D_3$ ; 3 — кремнистые сланцы и кварцевые песчаники, 4 — маркирующий горизонт известняковых конгломератов, 5 — фисташково-зеленые глинисто-кремнистые сланцы, известняки с тентакулитами, 6 — горизонт пиритовых конкреций; 7—12 — конкреции (7 — кремневые, 8 — карбонатные, 9 — марганцовистые карбонатные, 10 — баритовые, 11 — пиритовые, 12 — полиминеральные). Рядом с конкрециями указаны номера проб.

Марганценоность отложений верхнего девона, связанная с фаменскими яшмоидами, была выявлена еще в довоенные годы, когда активно велись поиски и разведка окисных марганцевых руд. Марганценоность же залегающей выше черносланцевой пачки турнейского возраста была установлена Я. Э. Юдовичем только в 1977 г. [108, 116].

Рудные тела фаменского возраста размещаются в пачке цветных буровато-красных карбонатно-кремнистых яшмоидов и отчасти в залегающей выше пачке «пестрых кремней». Они образуют протяженные маломощные (1—5 см) конкреционные линзы, реже — небольшие округлые конкреции. На руч. Мадахавож (приток р. Сесияю) Я. Э. Юдовичем отмечены кремнисто-карбонатные ритмиты с содержанием MnO до 16%, тогда как в пачке яшмоидов и пестрых кремней рядовые содержания MnO обычно составляют 3—5%. В целом по горизонту мощность седиментационных и седиментационно-диагенетических рудных тел не превышает 0.5 м при длине до 10 м, возможно больше. В мелких конкрециях (доли—первые сантиметры) — слюидисто-известково-кремнистые сланцы из подяшмовой толщи (рис. 43) Mn-кальцитового и Са-кутнагоритового состава содержание MnO достигает 24%.

В черносланцевой турнейской толще наблюдаются или конкрециодные прослои «тяжелых кремней» (т. е. кремнисто-карбонатных пород) толщиной до 10 см и длиной, вероятно до первых метров, или же хорошо оформленные округлые конкреции, иногда достигающие в поперечнике 0.75 м (руч. Громашор). В них содержание MnO достигало 29% при соизмеримых содержаниях FeO, состав их олигонитовый или Fe-родохрозитовый.

Марганценоность толеровой формации  $C_2-P_1$  ранее была установлена по анализам Я. Э. Юдовича и А. А. Беляева в мегаконкрециях пачки  $C_{2-3}^b$  А. С. Микляева. Эти мегаконкреции марганцовистых известковых доломитов подробно описаны в разделе 2.2. Содержание в них MnO обычно составляет 2—3%, реже поднимается до 6%. Ранее марганценоность пачки  $C_{2-3}^b$  была известна только на юго-восточном Пай-Хое, на рр. Каре и Силовой. Но в 1984 г. сотрудники ВСЕГЕИ В. С. Рогов и Э. И. Галицкая, инспектируя устное сообщение А. А. Беляева, описали Лабсуйяхинское рудопроявление, расположенное на северо-западном Пай-Хое в нижнем течении одноименной речки, в 20 км восточнее пос. Амдерма [77, рис. 1]. Здесь, в черных кремнисто-глинистых сланцах описаны пласты Mn-карбонатов мощностью 0.1—0.3 м и линзовидные дискообразные мегаконкреции толщиной 0.1—0.3 м (максимально до 0.5 м) и диаметром от 0.1—0.3 до 1.5—2.0 м. Содержания MnO здесь такие же, как на р. Каре, — 0.5—3.0%, иногда до 5—7% при соизмеримых содержаниях FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Основным рудообразователем является Са-родохрозит, содержащий примерно 70% нормативного MnCO<sub>3</sub>. Кальцит, доломит, анкерит отмечены лишь в качестве примесей (другие минералы: пирит, кварц, гидрослюда, шамозит, ортоклаз).

Марганценоность сероцветной толщи  $P_1$  была впервые обнаружена В. С. Роговым и Э. И. Галицкой в 1983 г. на правом притоке р. Кары — руч. Пэтаркаяха, в его приустьевой части. Авторы назвали это проявление «Юбилейным». Согласно авторскому описанию, «...рудное тело представляет собой сросшиеся плоские конкреции размером 1—2.5 м, толщиной

до 1 м, облаченные в глинисто-карбонатную „рубашку“... В отдельных пересечениях (например, в русле руч. Изъямвамвож) мощность пласта достигает 4.5 м» [76, с. 101]. Содержания MnO составляют от 1.03 до 7.21%. Кроме того, вскользь указано, что имеется и второй рудный интервал мощностью около 6 м (очевидно, не опробованный?), состоящий из четырех горизонтов караваеобразных марганценосных конкреций. Ревизия этих данных, проведенных А. А. Беляевым в присутствии первооткрывателя В. С. Рогова, показала следующее.

а) «Конкреционный слой» на руч. Пэтаркаяа представлен горизонтом разобленных и ориентированных длиной осью по сланцеватости конкреций диаметром 0.2—0.4 м (рис. 66), разделенных безрудными интервалами по 1.5—2.0 м. Содержание в конкрециях MnO довольно выдержанное и составляет всего 0.4—0.5%, а максимально — до 0.92%. Таких содержаний, как 5—7%, не обнаружено.

б) На руч. Изъямвамвож данный горизонт вообще не обнажен.

в) Никакого «второго» рудного интервала мощностью 6 м нет.

Как мы отмечали в 1987 г. [118], Mn-проявления в пачке  $C_{2-3}^b$  можно считать частью единого надрегионального Mn-геохимического горизонта  $C_2—P_1^1$ , который протягивается через весь Пай-Хой как на северо-запад, на острова Новой Земли, так и на юго-восток — на Полярный Урал. На Новой Земле известны довольно крупные месторождения карбонатных марганцевых руд в терригенной соколовской свите нижней перми [29]. Находка В. С. Роговым Mn-проявления «Юбилейное» (лучше было бы назвать его Пэтаркинским) в сероцветной терригенной (а не в кремнистой черносланцевой) толще подтверждает правильность наших представлений. Впрочем, более детальные стратиграфические исследования, возможно, покажут, что единый уровень  $C_2—P_1^1$  на самом деле содержит в себе несколько Mn-носных горизонтов; пока для такого суждения оснований нет.

Проблема оценки промышленных перспектив осадочных марганцевых руд на Пай-Хое была предметом специальных исследований работников ВСЕГЕИ и НИИГА (ныне НПО «Океангеология»). Прежде всего, конечно, было подмечено, что фаменские марганценосные яшмоиды и сопровождающие их породы с убогой сульфидной минерализацией несомненно относятся к хорошо изученному типу вулканогенно-осадочных руд, проявления которого давно известны на Урале и в Казахстане. Так, в южной части Магнитогорского синклинория (Южный Урал), в пределах полосы вулканогенно-кремнистых пород шириной 15—20 м, известны месторождения и проявления вулканогенно-осадочных окисных и реже родохрозитовых марганцевых руд в вулканогенной толще  $D_2$ , сложенной базальтами, их туфами, туффитами и яшмами. Марганцевые руды приурочены только к яшмам [63, с. 26].

Кроме того, по обоим бортам Магнитогорского синклинория известна серия небольших месторождений вулканогенно-осадочных карбонатно-окисных марганцевых руд в отложениях  $C_1^1—C_1^2$ , из которых для нас интересно Кипчакское ( $C_1 v_2$ ), в котором «рудный пласт по простиранию фациально замещается пачкой ритмично чередующихся прослоев сургучно-красных яшм, серо-зеленых туфов основного состава и гематитизированных кремнистых известняков. Такие взаимоотношения в рудоносном

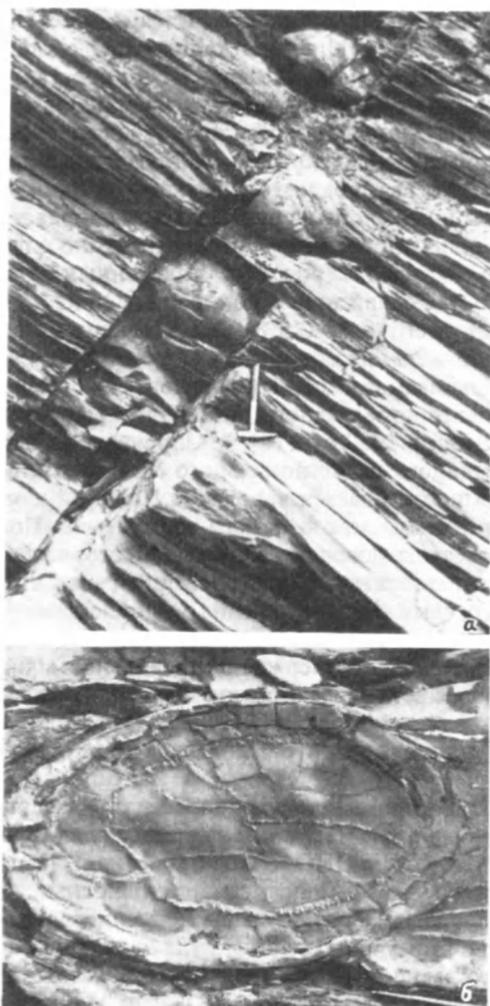


Рис. 66. Конкреционный горизонт марганцовистых карбонатов рудопроявления «Юбилейное» [76, 77]. Река Пэтаркаяха,  $P_1$ , сакмарский (?) ярус.

*a* — фрагмент с интенсивным кливажом поперек слоистости; конкреции развернуты длинной осью по кливажу. *б* — поперечное сечение крупной конкреционной линзы; видна система концентрических и радиальных септарных жил с зональной кутнагорит-кальцитовой минерализацией.

горизонте указывают на тесную генетическую связь пород и руд» [63, с. 27].

Как видим, эта картина очень напоминает ту, что наблюдается в пачке фаменских яшмоидов на Пай-Хое. Сходство усиливается присутствием в южноуральских рудах сульфидов: «В пределах разбуренной части рудопроявления марганцевые руды образуют интенсивно дислоцированный,

но, по всей вероятности, выдержанный пласт мощностью до 5 м. Руды, слагающие его, — тонкополосчатые, что обусловлено чередованием слоев (2—20 см) карбонатной марганцевой руды, пиритовых ритмитов и кремнистых известняков. Карбонатные минералы марганца представлены в основном олигонитом и родохрозитом... Обращает внимание присутствие в разрезе марганценосного горизонта прослоев пиритовых ритмитов, содержащих повышенные количества свинца и цинка. Как известно, пиритовые ритмиты со сфалеритом и галенитом являются характернейшим типом пород на промышленных месторождениях свинца, цинка и марганца в Атаусуйском районе Центрального Казахстана...» [63, с. 27].

Справедливости ради надо заметить, что в пайхойском разрезе пиритовые ритмиты залегают и в ж е пачки марганценосных яшмоидов, а не в самой пачке.

Ленинградские геологи В. С. Рогов, Э. И. Галицкая и Е. С. Жуков, основываясь на материалах В. И. Устрицкого, А. С. Микляева, А. И. Елисеева, А. А. Беляева и других геологов, а также на собственных наблюдениях, выделяют в отложениях  $D_3$  три фациальные зоны:<sup>1</sup> 1) юго-западную присклоновую, 2) центральную и 3) северо-восточную присклоновую. Для присклоновых зон характерно присутствие карбонатных турбидитов (а для северо-восточной зоны — и терригенных), которые формировались за счет схода мутьевых потоков с крутого откоса шельфа. Что касается центральной фациальной зоны, то она представляет собой желоб, который является осевой частью глубоководного прогиба. Последний заложился еще в раннем ордовике, испытывал интенсивное прогибание на протяжении практически всего палеозоя... и заполнялся кремнистыми и терригенными осадками и карбонатными турбидитами. Области сноса располагались к юго-западу (со стороны Восточно-Европейской платформы) и к северо-востоку (со стороны Карской плиты). Гидрохимическая обстановка осадконакопления характеризовалась длительно существующими восстановительными условиями, обусловленными сероводородным заражением наддонных вод в результате стратификации водной толщи.<sup>2</sup> Лишь в конце фаменского века произошло резкое, но непродолжительное изменение обстановки на окислительную, что способствовало формированию пачки яшмовидных пород. Таким образом, в палеогеографическом и палеотектоническом отношении сланцевая зона Пай-Хоя аналогична современным рифтоподобным зонам, располагающимся между жесткими плитами или континентами... Сходство с ними усиливается близкими процессами накопления металлоносных осадков и структурой осевых частей» [79, с. 10—11].

Каков же был источник марганца в яшмоидах? То, что он был эндогенным, более или менее ясно, но для целей прогноза марганцевых руд важно выявить локализацию очагов разгрузки металлоносных гидротерм на морское дно. Авторы решают эту задачу «волевым» методом — нарисовав на мелкомасштабной литолого-палеогеографической схеме Пай-Хоя в фа-

<sup>1</sup> При этом не принимается во внимание возможность более поздних горизонтальных смещений этих зон или их крупных фрагментов в виде блоков (чешуй) [89].

<sup>2</sup> Однако столь сильное утверждение должно доказываться, а не просто декларироваться (например, см. [124, с. 160—167]).

менском веке [79, с. 8] 5 параллельных «рудоконтролирующих разломов», следующих почти через равные интервалы вкрест простирания фациальных зон. Эти гипотетические разломы (ибо никаких доказательств в пользу их реального существования в указанных местах не приводится) и обеспечивали осадки марганцем: «Обособление центральной фациальной зоны обусловлено существованием глубинных разломов северо-западного простирания и их активизацией в позднедевонское время. Эти разломы контролировали размещение структурно-формационных и фациальных зон в их пределах, а также поступление в бассейн седиментации петрогенных и рудных компонентов. Массовое поступление рудоносных гидротерм обусловлено, скорее всего, активизацией секущих разломов субмеридионального (уральского) простирания.<sup>3</sup> Такое представление подтверждается повышенным содержанием в верхнефаменских отложениях рудных элементов „атасуйской“ ассоциации в местах пересечения разнонаправленных тектонических нарушений и приуроченностью гидротермального оруденения к углам жестких глыб, что отмечалось В. И. Васильевым, М. М. Сомовым, Н. П. Юшкиным и др. Именно палеотектонический фактор предопределил вещественный состав, условия седиментации с последующим преобразованием осадка, источник полезного компонента, его интенсивность и сохранность металлоносного осадка» [79, с.12].

Итак, металлоносность осадков обязана палеотектоническому фактору, а наличие такового доказывается... металлоносностью осадков. Использование подобной «логики» делает занятие металлогенией делом столь же легким, сколь и приятным.

Другой рудоносный уровень  $C_2—P_1^1$ , с которым связаны промышленные месторождения карбонатных марганцевых руд Новой Земли, также был предметом специального рассмотрения в терминах палеофациального анализа. Так, несмотря на скудость материалов по «рудопроявлению Юбилейное», В. С. Рогов и Э. И. Галицкая уверенно реконструировали палеогеографическую обстановку сингенетичного рудообразования: «Литолого-фациальный анализ нижнепермских отложений правобережья р. Кары и изучение опубликованных материалов... позволяют говорить о том, что осадкообразование и накопление марганца происходили в морском глубоководном бассейне.

Судя по некоторым геологическим данным, марганценозные осадки и глинистые илы локализовались в грабенообразных впадинах, обрамляющих с северо-востока поднятие, возможно цепь островов, наметившихся еще в позднем девоне... Это поднятие, протягивающееся вдоль осевой части Пай-Хоя и Новой Земли, и трог были образованы в результате активизации долгоживущих разломов и перемещения блоков фундамента.

Источником марганца, по мнению авторов, служили гидротермальные системы, связанные также с глубинными разломами, определявшими палеогеографические условия, характер осадко- и рудонакопления и структурный план района. Первично-осадочные концентрации марганца в процессе диагенеза осадка перераспределялись с образованием горизонтов конкреций» [76, с. 102].

---

<sup>3</sup> Подчеркнуто нами, это и есть «рудоконтролирующие разломы».

Эта длинная цитата ясно показывает методологию так называемой металлогении. Суть ее в том, что весьма гипотетические палеогеографические и палеотектонические построения делаются исключительно в императивном стиле — так, будто это не интерпретации, а достоверные факты!

Более аккуратным (и поэтому вызывающим больше доверия) представляется литолого-фациальный анализ Арктического региона от Новой Земли до Таймыра включительно, выполненный В. И. Устрицким с учетом геофизических данных. Этот анализ показал, что карбонатные марганцевые руды имеют четкую палеофациальную локализацию. «В среднем карбоне—начале позднего карбона в западной зоне продолжают формироваться маломощные карбонатные органогенные осадки. В то же время в восточной зоне в составе пород появляются радиоляриты, а бентосная фауна отсутствует, что свидетельствует о значительной глубине бассейна... В начале перми большая часть западной фациальной зоны испытывает резкое опускание. В прогибание вовлекается край платформы шириной до 200 км (зона, протягивающаяся вдоль Пай-Хоя и Новой Земли). В связи с этим раннекаменноугольные известняки, характерные для Елецкой зоны, резко прерываются здесь ассельско-сакмарскими маломощными (8—15 см) мергелями,<sup>4</sup> представляющими осадки некомпенсированного прогиба и замещающимися в восточных разрезах Новой Земли радиоляритами, формировавшимися ниже уровня карбонатной компенсации... Среди кремнистых пород присутствует большое количество рассеянного карбонатного материала, обычно криноидей, реже гальки и валунов органогенных известняков с фауной нижнего и среднего карбона, сползших по склону с запада. Есть и валуны пермских рифогенных пород. Величина перемещения определяется десятками километров.

На стыке глинисто-карбонатных и кремнистых фаций, т. е. на континентальном склоне вблизи уровня карбонатной компенсации, выявлена зона накопления мощных, до 30 м, карбонатных марганцевых руд, прослеживающихся с перерывами на 500 км от нижнего течения р. Кары на Пай-Хое до п-ова Адмиралтейства на Северном острове Новой Земли...» [93, с. 53—54].

### 4.1.3. Бариты

На территории сланцевой зоны баритовые руды развиты в кремнисто-терригенной и верхней толеровой формациях. В первой баритовое оруденение имеет среднедевонский возраст, во второй приурочено к кремнисто-карбонатным отложениям верхов серпуховского яруса.

**Баритовые руды среднего девона.** Они выявлены на северо-восточном крыле Пайхойского поднятия в двух разобренных районах: на руч. Марейшор и на р. Каре, в районе устья р. Брусьяха. В основании падейской свиты  $D_2$  бариты были открыты в 1970 г. на руч. Марейшор сотрудником Института геологии Коми филиала АН СССР В. П. Давыдовым. В 1971 г. Н. П. Юшкин провел первое изучение баритоносного

<sup>4</sup> Это знаменитый «мергелистый горизонт» в Печорском бассейне. (Прим. авторов монографии).

разреза, минералогическое изучение собранной коллекции выполнено им совместно с В. М. Складневой [86]. В дальнейшем А. С. Микляев провел ревизию этих рудопроявлений в ходе геологической съемки м-ба 1 : 50 000. Ему удалось подсесть баритоносный горизонт в 1.5 км восточнее от руч. Марейшор и проследить его по простиранию на 0.5 км.

В 1977 г. баритовые конкреции были встречены Я. Э. Юдовичем значительно выше по р. Каре, в 30—35 км к восток-юго-востоку от руч. Марейшор, в 3.5 км выше устья правого крупного притока р. Брусьяха [143].<sup>5</sup>

Бариты руч. Марейшор приурочены к низам среднедевонской кремнисто-терригенной формации и характерны только для ее марейшорской градации (но не для амдерминской, более терригенной). Здесь они входят в состав породной ассоциации кремнисто-глинистых сланцев и доломитовых известняков [103]. В одном из прослоев такого известняка в верхней части баритоносного горизонта были обнаружены раннеэйфельские конодонты [102]. Согласно первому описанию Н. П. Юшкина [145, с. 9], баритовые конкреции появляются в кремнистых хлорит-серицитовых сланцах в 10—15 м выше кровли «петельчатых» известняков ливановской свиты  $D_1$ . Мощность баритоносного горизонта около 20 м; эллипсоидальные и лепешковидные конкреции длиной от 5 до 20 см скапливаются в средней части горизонта, в слое мощностью около 3 м, а также в серии маломощных прослоев толщиной около 0.5 м. Последние содержат 30—40%  $BaSO_4$ , а у контактов с вмещающей породой еще меньше — 5—10%. Собственно баритовые конкреции имеют радиально-лучистое строение, «обусловленное сферолитоподобной агрегацией призматических баритовых кристаллов» [145, с. 10]. Многие конкреции имеют кальцит-кварцевое белое ядро, существенно баритовую мантию и карбонатно-глинистую внешнюю корку.

Как показали наши работы на руч. Марейшор, описанные Н. П. Юшкиным маломощные прослой представляют собой либо пластообразные карбонат-баритовые конкрецииды, либо пласты окремненных, хлоритизированных, баритизированных слабодоломитовых известняков. В типичной радиально-лучистой конкреции (обр. Ка80/1352) содержится 57% барита и 24% кварца; остальное приходится на карбонат, шамозит и пирит. Возможно присутствие до 1% гипса. В существенно кремнистом конкрецииде (обр. Ка80/1350) содержится 73% кварца и всего около 3% барита, а в слабодоломитовом кремнистом известняке (обр. Ка80/1351) — около 2% барита, ~ 9% шамозита, ~ 40% кварца и ~ 35% карбоната [143, с. 53].

Бариты на р. Каре в районе р. Брусьяха (рис. 67) представлены, по-видимому, одними конкрециями.<sup>6</sup> Обычно они имеют лепешковидную форму и длинной осью ориентированы по простиранию сланцеватости вмещающих их глинистых сланцев. Стандартный размер их составляет 20—30 см (длина) × 10—20 см (ширина) × 1—3 см (толщина), но иногда

<sup>5</sup> Этот живописный порожистый участок реки известен у туристов как «Библиотека» (русло перегорожено множеством стоящих на головах прочных пластов песчаников и фтанитов, напоминающих корешки книг).

<sup>6</sup> А. А. Беляев в этом районе выделяет карскую градацию надейской свиты, представленную преимущественно сланцевым бестерригенным типом разреза.

встречались конкреции даже неполной длины — 37 см при ширине 20 и максимальной толщине 10 см. Конкреции скапливаются в горизонтах, где на каждые 10—12 пог. м разреза приходится 5—6 конкреций, иногда больше. Один такой горизонт прослежен на 10—12 м по простиранию. Во всех баритовых конкрециях много пирита в виде прекрасно образованных кубических кристаллов размером по ребру до 2—3 см, которые всегда скапливаются по периферии конкреций, ближе к их поверхности. Гипергенное окисление пирита приводит к сильному изменению вмещающих сланцев, и вокруг каждой конкреции в коренном залегании наблюдается ореол буро-зеленого цвета, содержащий примесь сыпучих продуктов окисления — гипса, серы (?), гидроокислов железа. На поперечных расколах конкреций видна грубая полосчатость: чередование серых, существенно баритовых прослоев со светлыми, существенно карбонатными мощностью в первые миллиметры. Под микроскопом существенно баритовые конкреции обнаруживают текстуры радиально-лучистые, параллельно-шестоватые и реже беспорядочные, а структуры — порфиробластовые. Они содержат (в %): 40—80 барита, 10—35 карбоната, 2—15 пирита, 2—10 кварца, 1—4 реликтовых включений глинистого сланца, иногда с серицитом (обр. Ka15-161, 218, 240). Основная площадь шлифа занята обычно крупными удлиненными кристаллами барита (длиной до 2 см, поперечником до 1.9 мм), собранными в параллельно-шестоватые агрегаты. Пространство между ними заполнено гранобластовой тканью, состоящей из более мелких зерен барита (обычно изометричных), карбоната, кварца и реликтов глинистого сланца. Границы крупных порфиробластических зерен барита обычно неровные, мелких — ровные. Карбонат встречается в виде неправильных зерен с извилистыми или ровными краями размером от 0.01 до 0.25, реже до 0.5 мм. В обр. Ka15/218 видно, что карбонат выделяется позже барита, ибо корродирует последний. Пирит образует идиоморфные кристаллы размером от 0.01 до 0.1 мм, неравномерно рассеянные как в основной ткани, так отчасти и в пределах порфиробластических выделений барита (в основном мелкие зерна). Нередко наблюдались скелетные кристаллы пирита, включающие барит и карбонат, что доказывает самое позднее образование пирита. Кварц образует скопления неправильной удлиненной формы, в пределах которых границы отдельных зерен размером 0.01—0.05 мм видны только в скрещенных николях. Таким образом, и кварц в конкрециях является одним из аутигенных минералов-конкрециеобразователей. Реликтовый материал представлен глинистым сланцем (в виде участков неправильной формы), по которому иногда развивается слюдястый минерал типа серицита в виде одиночных мелких чешуек (< 0.01 мм) и сноповидных агрегатов.

По данным анализов 7 проб баритовых конкреций содержание Ba в них составляет от 15 до 42%,  $C_{\text{орг}}$  — 0.40—1.32,  $CO_2$  — 1.98—9.76,  $S_{\text{общ}}$  — 10—15, растворимой в HCl FeO — 0.58—2.79%;  $P_2O_5$  обычно меньше 0.1%. Карбонат по анализу представлен кальцитом с примесью Mn (MnO в HCl-вытяжке 0.10—0.32%). Содержание стронция обычно в интервале 0.1—0.2% и лишь изредка достигает 0.3%. Значительное содержание пирита с тяготеющим к нему аксессуарным галенитом обуславливает заметные содержания Pb: от 0.005 до 0.03%.

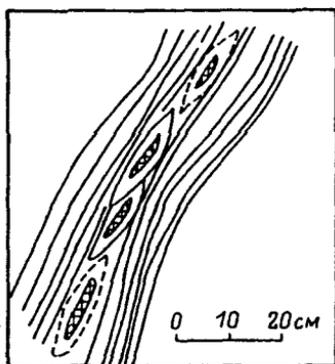
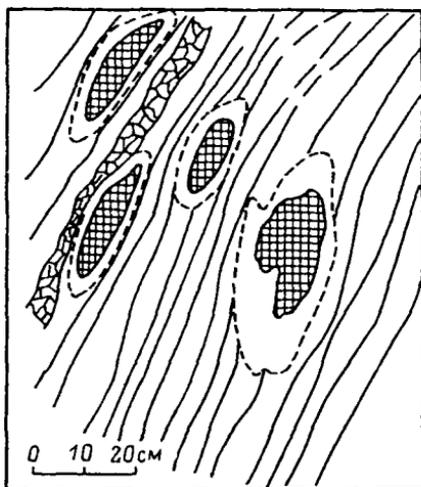
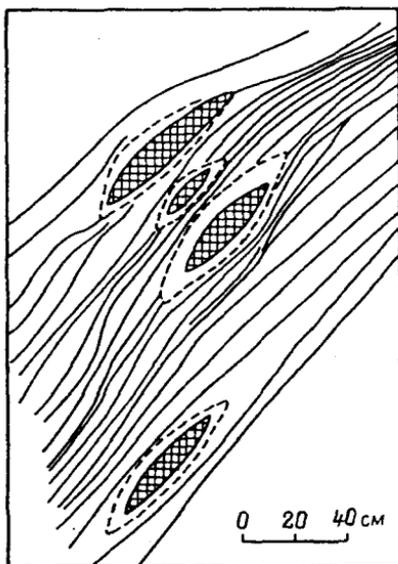


Рис. 67. Баритовые конкреции (заштрихованы) в ореолах осветления вмещающих сланцев (штрихи), создаваемых окислением пирита. Бруснягинское рудопроявление [143].

Комплексная интерпретация данных микроскопии, химических и рентгеновских анализов показала (см. раздел 2.2), что минералогический состав баритовых конкреций очень сложен: барит, аутигенный кварц, пирит, карбонат (обычно кальцит с примесью Mn, доломит и реже обычный кальцит), железистый хлорит типа шамозита, гидрослюда (реликты замещенного глинистого сланца), иногда также низкотемпературный плагиоклаз. Кроме того, весьма вероятно небольшая примесь гипса, витерита. По косвенным данным, не исключается также присутствие какого-то растворимого в разбавленной HCl сульфида, например алабандина.

Прямых аналогов описанных конкреций с их сложным минеральным составом в литературе мы не встретили. Из современных ближе всего к описанным — микроконкреции в илах Балтийского моря [16].

Кроме настоящих баритовых конкреций в падейской свите имеются разнообразные по составу барийсодержащие конкреции: кварцево-карбо-

натные, пирит-кварцево-карбонатные, карбонат-кварцево-пиритовые, содержащие до 3% Ва [143]. В этих конкрециях, еще более чем в баритовых, вероятно присутствуют небольшие количества виверита.

Есть все основания предполагать, что два района баритопроявлений в марейшорской градации (рр. Марейшор и Кара) не являются изолированными, но представляют собой части единой баритоносной полосы с минимальным протяжением 30—35 км с запад-северо-запада на восток-юго-восток.<sup>7</sup>

Рассматривая условия образования баритов, следует подчеркнуть, что повышенный кларк Ва вообще характерен для всех глубоководных лемвинских формаций [108]. Однако приведенные в гл. 1 геохимические данные показывают, что на этом фоне фиксируются аномальные содержания, четко локализованные в разрезе в виде баритеносных горизонтов. Именно к таким горизонтам и приурочено конкреционное баритовое оруденение, для возникновения которого было необходимо резко повышенное поступление Ва в осадок. Заметим, что в амдерминской градации баритов не обнаружено, хотя вскрыт тот же интервал разреза, что и на р. Марейшор. Следовательно, поступление бария в осадок было пространственно локализовано. Предполагается, что оно подчинялось фациальной зональности среднедевонского бассейна — поступление Ва имело место лишь в глубоководной части бассейна [65, 103]. Наиболее вероятно, что Ва поступал в осадок с гидротермами или эксгалиациями, сопровождавшими вулканическую деятельность. Эта идея, основанная на актуалистическом сопоставлении девонских баритов с современными гидротермально-осадочными баритами Японского моря, была впервые выдвинута Н. П. Юшкиным [145]. В ее пользу свидетельствуют и данные изотопии серы, полученные Т. И. Тараниной, и определенные признаки петрохимической аномальности кремнисто-глинистых пород баритоносного горизонта на р. Марейшор (повышенная щелочность), и прямые микроскопические наблюдения — кристаллы сдвойникового плаггиоклаза в конкрециях и доломитовых известняках р. Марейшор. Они представляют собой, по всей вероятности, пирокластические продукты.

Для понимания механизма баритообразования существенный интерес представляют кремнистые конкреции с «псевдопорфиروبластовой» структурой, обусловленной наличием в основной ткани участков чистого кварца криптомикроструктурного сложения. Форма этих участков длинно-призматическая, весьма напоминающая форму кристаллов барита. Мы считаем, что эти «псевдопорфиробласты» являются псевдоморфозами кварца по бариту. Действительно, в некоторых баритовых конкрециях вокруг кристаллов барита имеются оторочки позднего микрокристаллического кварца, такого же как в «псевдопорфиробластах», а внутри псевдоморфоз иногда удается видеть и реликты барита. Можно думать, что кристаллы барита образовались в осадке еще очень рано, на стадии седиментогенеза. В диагенезе они явились центрами кристаллизации для

---

<sup>7</sup> Ввиду трудности прямой корреляции разрезов падейской свиты на рр. Марейшор и Каре (район Брусьяхи), нельзя исключить, что в действительности имеется не один, а два баритоносных горизонта в падейской свите: у ее основания (эйфельский) и у кровли (раннефранский?!).

кремнистых конкреций, причем рост последних сопровождался растворением первых.

Богатые барием радиально-лучистые конкреции, скорее всего, являются более поздними образованиями, чем кристаллы барита, рассеянные в сланцах. Они, видимо, росли синхронно с кремневыми конкрециями, втягивая в себя барий, рассеянный в осадке в форме ранних кристаллов и вытесненный из кремневых конкреций. Что касается пирита, то, как уже отмечалось, он, по-видимому, самый поздний, ибо включает в себя и барит, и кварц.

С большой долей условности мы можем предполагать, что в осадке было две геохимические стадии минералообразования: седиментационная окислительная (образование барита, рассеянного в осадке) и диагенетическая восстановительная, когда в осадке появились большие количества свободного  $H_2S$  за счет редукции сульфатов.<sup>8</sup> В этих условиях барит становился неустойчивым и замещался кварцем и пиритом. Наконец, несомненно, что явления катагенеза, происходившие в условиях мощных стрессовых деформаций, наложили свой отпечаток на структуры баритов, а отчасти, может быть, и на их состав.

Итак, баритовые конкреции образовались в сравнительно глубоководных условиях на стадиях седиментогенеза и диагенеза с последующей перекристаллизацией в эпигенезе. Прогнозные запасы барита на участке р. Марейшор, подсчитанные до глубины 200 м, оцениваются примерно в 300 тыс. т [145]. На р. Каре прогнозные запасы не подсчитаны, но, думается, что они по крайней мере не меньше.

Давая прогнозную оценку баритоносности всех среднедевонских отложений Пай-Хоя, Н. П. Юшкин считал прогнозные запасы очень высокими, но отмечал низкое содержание бария в рудах, лишь незначительно превышающее бортовое. «...Если не будут обнаружены более продуктивные залежи, этот тип минерализации вряд ли представит промышленный интерес, учитывая наличие на западном склоне Приполярного Урала крупных Пальникского и других месторождений с седиментогенным баритом» [145, с. 38].

Как мы уже видели, баритоносный горизонт в марейшорской градации при движении на северо-запад, по-видимому, выклинивается. Поэтому наиболее перспективной следует считать юго-восточную часть Пай-Хоя.

Важно подчеркнуть, что перспективность девонских баритов может получить иную оценку, если принять во внимание возможный парагенезис и тесную ассоциацию в разрезе руд бария, железа (колчедан) и марганца. На р. Каре в районе р. Брусьяхи баритоносный, пиритоносный и марганценосный горизонты разделены лишь немногими метрами разреза. На руч. Марейшор Я. Э. Юдовичем также обнаружены марганцовистые карбонатные конкреции того же типа, что и на р. Каре, вполне вероятно присутствие здесь и пиритоносного горизонта. Уточнение генетических и пространственных взаимоотношений тетрады  $Ba-Mn-Fe-S$  представ-

<sup>8</sup> В этой связи было бы интересно поискать в таких конкрециях аутигенные силикаты бария, подобные тем, которые описаны в норвежских нижнеордовикских черных диактионемовых сланцах [124, с. 204; 128, с. 66].

ляется очень важной задачей дальнейшего изучения девонских кремнисто-терригенных отложений Пай-Хоя.

**Баритовые руды серпуховского яруса.** Эти руды распространены на р. Каре и ее притоках, в 2—10 км по прямой выше устья р. Силоваяхи и известны под названием «Карское баритовое месторождение» [145]. Первые находки их сделаны в 1962 г. О. П. Ушаковым на одном из правых притоков р. Кары (Нгэрм-Пэяха, который геологи-съемщики назвали «Понтий»). В 1967 г. В. А. Черных нашел отдельные обломки полосчатых баритов в устье р. Силоваяхи и передал их на исследование Н. П. Юшкину. В 1970 г. район баритопоявления был расширен в связи с находкой М. А. Масловым новой точки на левом берегу р. Кары, в 1.2 км ниже устья р. Ярейяхи, где в пласте мощностью около 1 м содержание  $BaSO_4$  составило 58.4%. Кроме того, он опробовал бариты в точке О. П. Ушакова и нашел там бариты, содержащие  $BaSO_4$  90.1%. С 1971 г., как свидетельствует Н. П. Юшкин [145, с. 13], им был обнаружен ряд коренных выходов крупных баритовых тел по правому берегу р. Кары. В дальнейшем они были изучены им и его сотрудниками Г. Н. Боболовичем, А. Б. Макеевым, а А. С. Микляев провел там геологическую съемку в м-бе 1 : 50 000. Как пишет Н. П. Юшкин, «проведенные исследования не только раскрыли полное сходство условий залегания, строения и состава всех баритопоявлений, но и дали основание полагать, что они являются фрагментами единого крупного Карского баритового поля, а возможно даже единого месторождения». На схематической геологической карте Н. П. Юшкин показал бариты в виде единого стратиформного тела, полностью повторяющего рисунок складчатости. Он отметил пластообразную форму баритовых тел мощностью 1—3, чаще 1.5 м, их «строгий литологический и стратиграфический контроль», а также неясность в отношении того, единый ли это стратифицированный(?) пласт или система кулисообразных залежей. Теперь мы знаем, что ближе к истине второе: в разрезе верхней части серпуховского яруса (пачка 4 по схеме Г. Ф. Семенова и А. А. Беляева [82]) имеются два пласта барита, которые по простирацию могут замещаться пластами белых мраморовидных известняков, которые, таким образом, являются их стратиграфическими эквивалентами.

Перспективные запасы барита на Карском месторождении Н. П. Юшкин оценил в 20—25 млн т. Но если пластов барита два, а не один, то эта цифра может быть по меньшей мере удвоена. При этом детальные литологические исследования баритовмещающей толщи позволили установить несколько важных эмпирических закономерностей [82] (рис. 68):

а) везде в разрезе серпуховской толщи баритовые тела залегают только согласно, секущих контактов не обнаружено;

б) в разрезе серпуховской толщи бариты занимают строго определенное стратиграфическое положение, а именно — в самом ее верху, непосредственно под черносланцевой толщей  $C_{2-3}—P_1^1$ ;

в) корреляция разрезов позволяет установить, что по простирацию бариты замещаются белыми мраморовидными известняками в направлении с северо-востока к юго-западу;

г) в явных тектонических зонах баритового оруденения нет, а незначительная жильная минерализация в оперяющих нарушениях трещинах

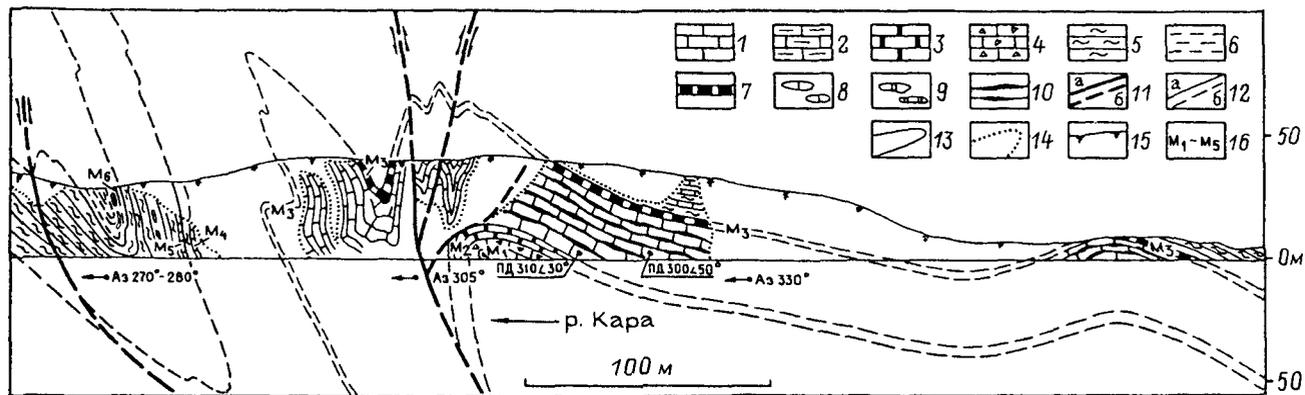


Рис. 68. Структурно-литологический разрез стратиформного Карского баритового месторождения. Составил А. А. Беляев.

1—3 — известняки (1 — массивные мелкозернистые, 2 — глинистые, 3 — мраморовидные); 4 — известняковые брекчии; 5 — черные сланцы; 6 — известково-кремнистые сланцы; 7 — полосчатые бариты; 8—10 — конкреции (8 — кальцитовые, 9 — доломитовые, 10 — кремневые); 11 — тектонические контакты достоверные (а) и предполагаемые (б); 12 — границы пачек достоверные (а) и предполагаемые (б); 13 — литологические границы; 14 — границы коренных выходов; 15 — почвенный покров; 16 — индексы маркирующих слоев и пачек.

имеет явно эпигенетическую, мобилизационную природу — за счет перетолжения барита из стратиформных тел;

д) ни в баритах, ни в баритизированных известняках не наблюдалось реликтовых структур, позволяющих предполагать метасоматическое формирование барита;

е) бариты повсеместно имеют резкие четкие контакты с подстилающими мелкодетритовыми известняками, что характерно для седиментационных пластов (и не характерно для метасоматических);

ж) слоистые структуры баритов и перекрывающих их мелкодетритовых известняков однотипны, если не идентичны;

з) геохимические данные показывают «родство» баритов с вмещающей их серпуховской толщей полосчатых (строматолитоподобных) и глазковых известняков, которые регионально обогащены стронцием и барием до уровня 0.2—0.3% [106, 108].

Итак, разработанная Н. П. Юшкиным [145] концепция высокотемпературного метасоматического генезиса карских баритов, подтверждаемая, казалось бы, бесспорными минералогическими аргументами, отличается от принимаемой нами концепции по трактовке роли вмещающих пород. Н. П. Юшкин допускал возможность широкой мобилизации Ba и Sr из всего палеозойского разреза в «зонах разломов глубокого заложения». Соответственно серпуховская толща с ее исключительным литологическим своеобразием трактуется им в терминах «линейных зон мраморизации в визейских известняках» [147, с. 335—336], свидетельством чего считается большая изменчивость значения отношения Sr/Ba. Наша трактовка иная; литологическая и геохимическая специфика серпуховской толщи понимается нами как первичная и сингенетичная, обусловленная ее необычной вулканогенно-осадочной природой (в пользу этого говорит и резкая аномальность изотопного состава углерода — см. раздел 2.3). Но решающее возражение состоит в том, что характерные серпуховские породы развиты на огромной площади, а отнюдь не в линейных зонах. Более того, похожие породы описаны на Южном острове Новой Земли [90], на Собском месторождении баритов Полярного Урала и впоследствии (1981 г.) были найдены Я. Э. Юдовичем еще в сотне километров южнее — в верховьях руч. Няньворгавож на Приполярном Урале [13, 66]. Очевидно, что повсеместно аномально высокие концентрации Ba и Sr в серпуховской толще, независимо от того, есть или нет барит в ее верхней пачке, показывают, что эти концентрации нельзя трактовать как геохимический ореол вокруг баритовых тел.

Таким образом, совокупность всех данных позволяет нам принять идею о сингенетичном, эксгальтивно-осадочном генезисе серпуховских баритов. Это легко объясняет высокотемпературную природу рудообразующих минералов (устанавливаемую минералогическими методами, см. [147]), которая могла бы показаться самым сильным доводом за метасоматоз. Кроме того, нельзя забывать о глубоком термальном эпигенезе пайхойских толщ, в результате которого газовой-жидкие включения в минералах вполне могли прогреться до «гидротермальных» температур [89].

Важно подчеркнуть, что строматолитоподобные «полосатики», глазковые, белые мраморовидные известняки и тесно с ними связанные бариты залегают среди черносланцевых карбонатных и кремнистых пород

глубоководной природы. Об этом свидетельствуют прослой радиоляриевых и спикуловых известняков, кремней-радиоляритов и спонголитов, отсутствие бентосной фауны, тонкая выдержанная слоистость [81, 82]. Это позволяет думать, что гидротермы разгрузились на дно достаточно глубоководного бассейна, в котором, возможно, существовали периодически застойные (или даже сероводородные) обстановки. Характерные элементы-примеси серпуховской толщи (помимо стронция и бария), а именно уран, фтор, ртуть и др., вполне вписываются в эту картину.

Проведенный нами фациальный анализ [82] показывает, что наиболее перспективным для поисков баритов этого типа является район к северо-востоку от известных баритопоявлений. Именно в этом направлении происходят определенные фациальные изменения в серпуховской толще: белые мраморовидные известняки замещаются кремнисто-известково-баритовыми, а затем и баритами; нарастают мощность и чистота рудных тел.

#### 4.1.4. Серный колчедан

Акцессорный пирит пользуется широким распространением по всему палеозойскому разрезу. Очень обильная пиритизация наблюдается в отложениях хенгурской свиты ордовика, в черных кремнистых сланцах оюской свиты силура, слюдисто-кремнистые пиритовые ритмиты описаны в подъяшмовой пачке  $D_3^2$  [7]; сильно пиритизированы черные сланцы карбона, много пирита в различных конкрециях. Однако крупные скопления пирита, могущие представить практический интерес, встречаются нечасто. Они отмечались нами в отложениях нижнего визе на р. Хенгурью и по левому берегу р. Кары, перед устьем М. Серью, а также в отложениях падейской свиты на р. Каре, там же, где и бариты. Падейские проявления колчедана были ранее описаны М. А. Масловым и др. (1970 г.), проводившими геологическую съемку м-ба 1 : 50 000. В районе горы Сесия они оценили мощность пиритиносного горизонта в 20 м.

На р. Каре, по нашим наблюдениям [143], пиритиносный горизонт мощностью около 5 м расположен несколько ниже по разрезу от маркирующего пласта песчаных обломочных криноидных известняков мощностью 5—6 м (рис. 65). Пиритовые конкреции в этом горизонте достигают длины 1 м при мощности, как правило, не превышающей 5 см, и ширине до 10—15 см. Обычно верхняя и нижняя поверхности пиритовых тел очень неровные, бугристые. Выделяются два основных морфотипа.

1. Крупные лепешковидные тела протяженностью более 10 см, иногда принимающие облик сплошной пиритизации вмещающего кремнисто-глинистого сланца, без специфической для конкреций формы. В разрезе они имеют характерную брекчиевидную текстуру, обусловленную многочисленными блоками пирита полигональной и округлой формы, размером от долей миллиметра до 2 см, окруженными нерудными петлями и прожилками. Последние обычно сложены волокнистым поздним халцедоном с волокнами, ориентированными поперек удлинения прожилков. Прожилки можно трактовать либо как контракционные септарные трещины, залеченные аутигенными минералами, либо как межбуждинную минерализацию. Может быть и так, что субсферическая форма отдельных блоков указывает на то, что они сами суть микроконкреции.

2. Более мелкие конкреции субсферической формы, однако всегда несколько вытянутые вдоль наслоения сланцев и приплюснутые. Среди них попадаются редькообразные формы с «хвостиками», ориентированными вдоль удлинения. В разрезе это типичные септарии, в которых септарные трещинки шириной до 0.5 см ориентированы субрадиально и выклиниваются как к периферии, так и к центру. Имеется также система контракционных трещин, ориентированных субконцентрически; трещины заполнены халцедоном. В таких конкрециях почти всегда наблюдаются небольшое центральное более темное ядро, сложенное мелкоглобулярным пиритом, и более мощная светлая мантия, сложенная сплошным микрокристаллическим пиритом. Перечисленные особенности строения конкреций указывают, что первоначально вещество их было гелеобразным.

Постоянной примесью в пиритах является галенит, иногда наблюдавшийся и макроскопически. Судя по содержаниям свинца, доходящим до 0.05%, содержания акцессорного галенита могут составлять 300—600 г/т. В среднем составе пиритовых конкреций (по сб. пр. Ка-13К) содержится 27.59%  $\text{SiO}_2$ , 38.25%  $\text{FeO}$  (или 25.42%  $\text{Fe}$ ), 27.40%  $\text{S}$ , 2.40%  $\text{SO}_3$  и около 1%  $\text{C}_{\text{орг}}$ . Расчет дает не менее 25% кварца, около 5% гидрослюда и хлорита. Пирит составляет около 50%. Заметим, что при небольших количествах  $\text{CO}_2$  (не более 2%) содержание  $\text{CaO}$  составляет 4.40%. С учетом существенного количества  $\text{SO}_3$  эти данные одозначно указывают на примесь гипса в количестве около 7%. Поскольку конкреции залегают не в карбонатных породах, а в кремнисто-глинистых сланцах, то нет оснований считать этот гипс вторичным (гипергенным); скорее всего, он так же первичен, как и пирит. Кроме гипса в пиритовых конкрециях содержится небольшая примесь барита (до 1%).

О практическом значении колчеданной минерализации пока судить очень трудно вследствие очень низкой изученности самой падейской свиты. Вопрос о практическом значении пиритоносных горизонтов может получить иное освещение, если подтвердится, что руды Ва, Мп и колчедан находятся близко друг от друга по разрезу. Пока же вследствие очень сложной тектоники истинное взаимоотношение этих горизонтов не ясно. Однако, учитывая, что на Полярном Урале бариты действительно сопровождаются марганцем, вполне возможно, что все три типа рудной осадочной минерализации в отложениях  $D_2$  имеют и общий генезис (вулканогенно-осадочный), и единую локализацию в разрезе. В этом случае ценность каждого типа руд (включая и колчеданные) может расцениваться с большим оптимизмом вследствие комплексного характера оруденения.

## 4.2. Эпигенетическое оруденение

К эпигенетическому оруденению относятся окисные марганцевые руды, жильная гидротермальная минерализация (с сульфидными или карбонатными рудными минералами) и проявления бирюзы гидротермальной или иной природы. Проявления заведомо гипергенных сульфатов, фосфатов, фосфато-сульфатов были рассмотрены в гл. 2 (см. раздел 2.4) и здесь нами не описываются.

#### 4.2.1. Окисные марганцевые руды

Первые указания о наличии на Пай-Хое окисных марганцевых руд были даны в работах Новоземельской экспедиции в начале 20-х годов [25]. В дальнейшем И. К. Бредихин и А. А. Музылев проводили поисковые работы на отдельных участках рр. Кары и Силоваяха. В послевоенный период эти руды на всей территории сланцевой зоны разведывались В. И. Устрицким, Г. Л. Вазбуцким, Б. Л. Осадчевым, А. В. Лоскутовым. Последний на р. Нядей, правом притоке р. Силоваяха, выявил более 20 рудопроявлений марганца. В семидесятых годах, в период крупномасштабных геологических съемок, поисково-ревизионные работы на известных и некоторых новых рудопроявлениях проводились под руководством воркутинских геологов М. А. Маслова и А. С. Микляева. Наконец, в конце 70-х годов минералогией, геохимией и литологией марганцевых руд Пай-Хоя основательно занимались геологи Института геологии Коми филиала АН СССР [147, 116, 122].

Большинство исследователей, изучавших марганцевые руды между речья Кары и Силовы, отмечали очевидный факт литологического и стратиграфического контроля марганцевых руд (маркирующий горизонт фаменских яшмоидов и пестрых камней). Не вызывала разногласий и трактовка генезиса руд как гидротермально-метасоматических. Источником марганца служат вмещающие породы, которые в зонах дизъюнктивных нарушений подвергались мощному выщелачиванию [116]. Из нескольких десятков пайхойских рудопроявлений отметим ряд характерных, специально исследованных А. А. Беляевым и Г. Ф. Семеновым.<sup>8</sup>

Карский участок рудопроявлений (или, по А. С. Микляеву и др., 1973 г., участок «Приам») расположен на р. Каре, в 2,5 км ниже устья р. Брусьяха. Рудная зона шириной 400—500 м расположена в ореоле гидротермально измененных (пористых, осветленных) пород (рис. 69) и представлена гнездообразными или неправильной формы скоплениями окисных и карбонатных минералов Mn. Они замещают вмещающие кремнисто-карбонатные породы, образуют жильные обособления, формируют дендритовидные натёки, заполняют трещины, образуют цемент тектонической брекчии (рис. 69). Наиболее крупные рудные блоки имеют размеры не более 0,1 × 0,2 × 0,2 м. Интересным объектом на этом участке является зона оруденелых катаклазитов мощностью 6—8 м по субстрату верхнедевонских пород. Она сложена рассланцованными катаклазированными обломками сланцев и известняков, причем последние замещаются Fe-Mn-карбонатами, содержащими 26—27% MnO при соизмеримых содержаниях FeO. На рис. 69 хорошо видно, что линейно вытянутая рудная зона располагается между двумя блоками: восточным и западным. Для первого характерны узкие линейные складки, осложненные многочисленными пологопадающими нарушениями (преобладают юго-восточные падения осевых плоскостей и сместителей). Напротив, на западном участке эти падения ориентированы преимущественно к западу или юго-западу, но простираются линейных структур и тектонических нарушений на обоих

<sup>8</sup> Специальное минералогическое изучение коллекции этих руд проводили Г. Н. Лысюк и А. А. Иевлев.

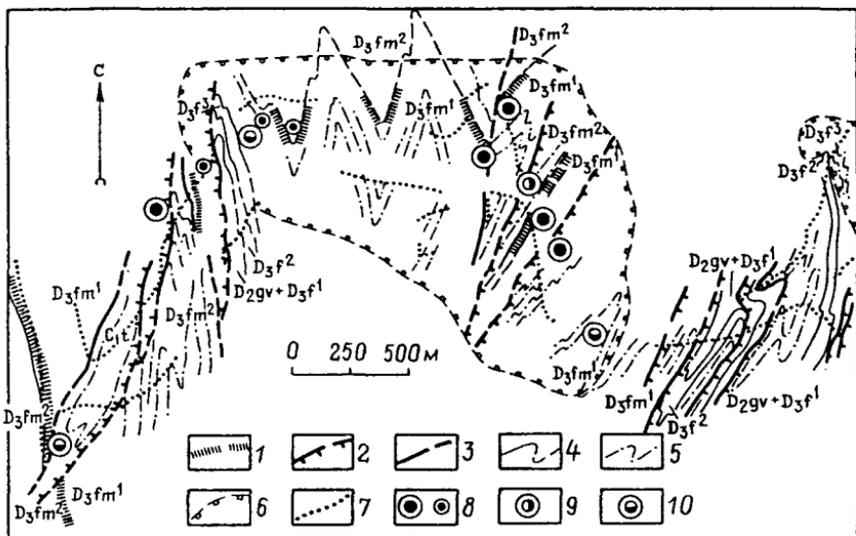


Рис. 69. Геологическая схема рудопоявления окисных марганцевых руд на участке «Приам». Составил А. А. Беляев с использованием материалов А. А. Воловича, В. В. Макарихина (1969 г.).

1 — известковые силициты (яшмоиды); 2 — надвиги; 3 — крутые тектонические контакты; 4 — границы пачек и свит; 5 — структурные линии; 6 — граница ореола гидротермально-измененных пород; 7 — бровки обнажений; 8—10 — рудопоявления марганцевых руд (8 — окисных гидротермальных, 9 — карбонатных гидротермальных, 10 — карбонатных седименто-диагенетических).

участках почти одинаковы. Эту картину можно трактовать двояко. Либо это антиклинальная структура более высокого порядка, осевая часть которой минерализована, либо же рудная зона фиксирует границу двух структурно-разнородных участков. В обоих вариантах ясно, что Mn-оруденение контролировалось положением наиболее трещиноватых, пронизаемых горных пород.

В аркашорское рудопоявление (рис. 70) находится на правом берегу р. Силоваяха против устья одноименного ручья в зоне измененных карбонатно-кремнистых пород фамена. Мощность рудной зоны около 2 м. Окисные марганцевые руды представлены массивными агрегатами замещения карбонатно-кремнистых слоев и имеют размеры в отдельных блоках  $0.2 \times 0.4 \times 0.5$  м. Площадь обнаженного участка около 30 кв. м, содержание в рудах MnO до 40%; руды сложены псиломеланом и криптомеланом. Псиломелан образует дендритовидные пленки на пластинках вмещающей породы, иногда почковидные выделения; можно выделить зону массивного плотного псиломелана. Криптомелан образует натечные и гроздьевидные формы. Иногда совместно с ним отмечался в следовых количествах и браунит.

Едунейшорское проявление известно уже давно. Оно находится на левом берегу р. Силоваяха в 0.6—0.7 км выше устья одноименного ручья и расположено в толще рассланцованных, катаклазированных кремнистых пород  $D_3$ . Рудная зона видимой мощностью 7—8 м представлена

серией разнокалиберных жил кварц-псиломеланового, псиломелан(криптомелан)-кварцевого и преимущественно криптомеланового состава (рис. 71). Кроме того, криптомелан цементирует обломки измененных пород в маломощных тектонических зонах (рис. 71, врезка внизу). Мощ-ность жил от 2—5 см до 0.5 м, протяженность до 5—8 м. Кроме указанных минералов отмечаются также гематит, гетит, пиролюзит, манганит и Мп-кальцит как минерал более ранний по сравнению с Fe- и Mn-окислами.

Весьма интересно зональное строение столбчатых колломорфных гроздьевидных агрегатов псиломелана в контактах кварцевых жил. Здесь можно видеть основное (псиломелановое) тело агрегата — черное, плотное, скрытокристаллическое, иногда с синеватой побелостью. Сверху — тонкая, более рыхлая пиролюзитовая корочка цветом от бурого до черного, а между этими зонами расположен тонкий слой охристых шоколадного цвета рентгеноаморфных гидроокислов Mn—манганит.

Интересна и форма выделений криптомелана. Во-первых, он образует прожилки в сланцах в виде массивных плотных скрытокристаллических агрегатов стально-черного цвета с металлическим блеском. Во-вторых, в лимонитизированных сланцах он образует колломорфные агрегаты и почковидные формы. Нередко на поверхности натечного криптомелана располагается тонкий слой рентгеноаморфных гидроокислов марганца.

Детальные наблюдения А. А. Беляева показали, что окисные рудные минералы встречаются также в качестве минералов-узников в синскладчатых карбонатно-кварцевых жилах, где они формировались в заключи-

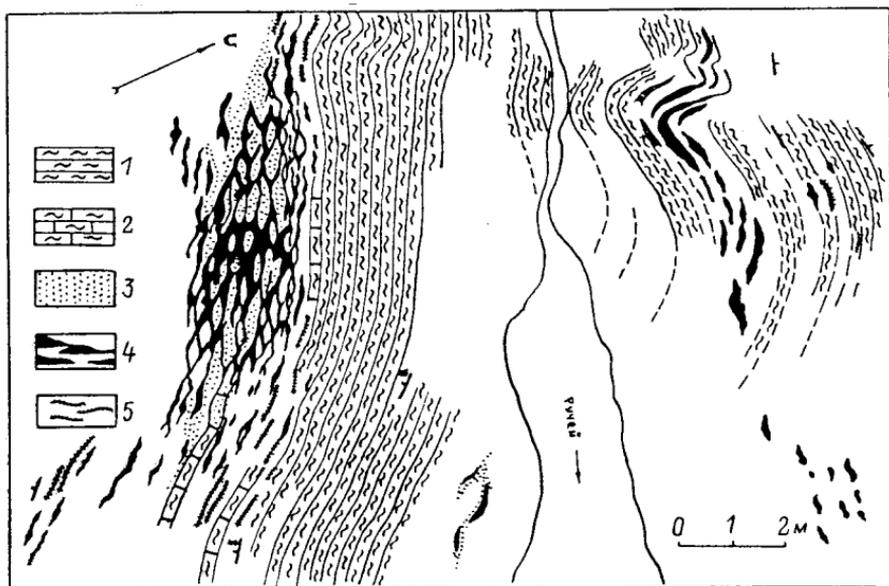


Рис. 70. Геологический план Варкашорского проявления марганцевых руд. Составил А. А. Беляев.

1 — слюдистые и слюдисто-кремнистые сланцы; 2 — кремнистые известняки; 3 — сыпучие кремни-стые охры; 4—5 — марганцевые руды (4 — агрегаты замещения по кремнистым известнякам, 5 — пленки и дендриты по трещинам).

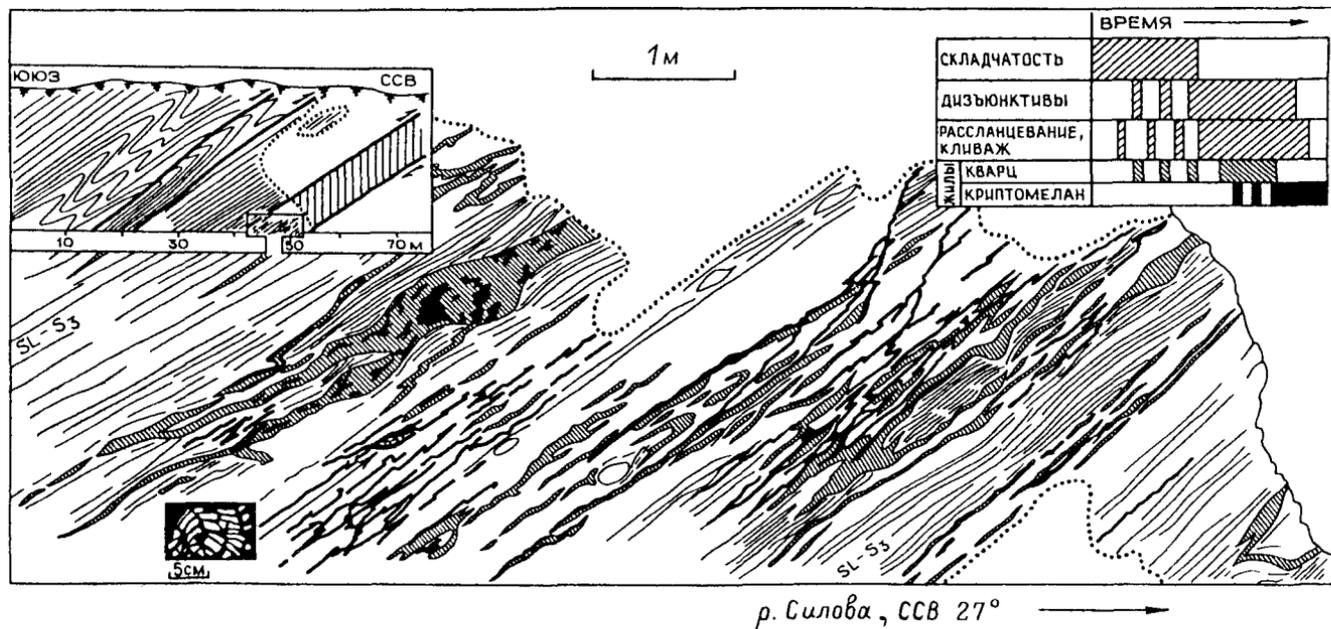


Рис. 71. Геологический разрез Едунейшорского проявления марганцевых руд. Составил А. А. Беляев.

На врезках: вверху слева — структурная схема и положение участка (рамка) в зоне расланцевания (заштрихована), вверху справа — последовательность проявления тектонических дислокаций и минерализации; внизу слева — цементация обломков пород криптомеланом (черное); SL-S3 — слоистость с положением поздней сланцеватости.

тельной стадии минералообразования. Это свидетельствует о синхронности процессов складчатости и гидротермальной деятельности (или о незначительном запаздывании последней). Поскольку основная фаза складчатости на Пай-Хое проявилась в конце триаса [72, 93, 101], то процесс формирования рудных жил на Пай-Хое можно считать поздне триасовым—раннеюрским (см. также [89]).

Хотя промышленных перспектив окисные марганцевые руды, по-видимому, не имеют, важно подчеркнуть крупное геологическое значение процессов гидротермального изменения горных пород сланцевой зоны. Они, по нашим наблюдениям, развиты гораздо шире, чем это представлялось ранее. Нередко они охватывают крупные массивы яшмоидов и сопутствующих им карбонатно-кремнистых пород (фтанитоидов), однако далеко не всегда в обнажениях можно заметить явную связь выщелачивания и рудоотложения. Дело в том, что рудные элементы могли быть вынесены растворами достаточно далеко от зоны выщелачивания — во всяком случае дальше, чем это бывает видно в обнаженной части разреза. В этом случае можно допустить характерную ошибку (которой не избежали и искусственные геологи-съемщики), приняв выщелоченные осветленные породы в отсутствие руды за самостоятельный тип разреза. Именно такой случай представляет серия длинных обнажений необычно светлой толщи  $D_3-C_1$  на правом берегу р. Кары напротив устья р. Б. Серью. Эта толща белых, желтоватых, розовых фарфоровидных кремней настолько не похожа на темно-серую, серую и черную (лишь с небольшой пачкой цветных яшмоидов) толщу  $D_3^2-C_1$ , что была выделена А. С. Микляевым и др. (1973 г.) в особый «кремнистый тип разреза». В действительности тип разреза  $D_3^2-C_1$  на большой территории остается неизменным; наблюдаемая разница обязана мощным процессам выщелачивания, сопровождаемым осветлением («выгорание»  $S_{орг}$ ), наложенным на первоначально черносланцевую толщу. Ведь точно такие же фарфоровидные, «кремовые», бескарбонатные, обычно высокопористые кремни сопровождают богатые проявления окисных руд Mn, описанные выше.

#### 4.2.2. Жильная гидротермальная минерализация

Вопросов гидротермальной минерализации мы уже по необходимости касались, говоря о рудах Mn и Ba. Здесь мы рассмотрим их подробнее, имея в виду только кварц-карбонатные жилы или продукты их гипергенного изменения (бурые железняки, охры).

На всем Пай-Хое огромным распространением пользуется жильная минерализация, представленная кварцем и карбонатами в качестве породобразующих и сульфидами, баритом, целестином, флюоритом — в качестве рудных минералов. Точно так же, как и на Печорском Урале, где этот вопрос специально изучался [108, с. 172—179], количество жил в породах четко контролируется разрывной тектоникой. В участках, лишенных разрывов и смещений, жил нет или их очень мало; в участках крупных нарушений количество жильного материала становится настолько значительным, что делается соизмеримым с объемом вмещающих пород. Заметим, что маркирование мощными жильными зонами (или их развалками)

крупных тектонических нарушений давно уже используется геологами в практике геологического картирования.

Тектоническая трещиноватость и связанный с нею жильный материал могут развиваться по любому субстрату. В пластичных сланцах, как правило, наблюдаются согласные жилы, фиксирующие отслоения, параллельные плоскости кливажа. В более хрупких известняках и силицитах наряду с согласными наблюдаются и секущие жилы, часто крутонаклонные к наслоению. Нередко можно наблюдать наложение тектонического брекчирования и жильной минерализации на серпуховские седиментационные брекчии. В этом случае получается «двойная брекчия» — седиментационная и тектоническая одновременно. К одному из выходов таких брекчий на правом берегу р. Кары ниже руч. Громашор («Карский участок» А. С. Микляева) приурочены крупные кристаллы коллекционного кальцита, изученные Н. П. Юшкиным [147, с. 263].

Наибольшего развития жильная минерализация достигает там, где минерализуются крупные полости отслоения в шарнирах складок: сюда может «нагнетаться» дополнительный (пострудный) жильный материал с крыльев складок. В таких местах формируются крупные бесформенные кварц-кальцитовые тела, обычно имеющие такую же зональность, как и линейные жилы: кварц в центре, кальцит на периферии. Например, на правом берегу р. Кары ниже р. Ярейяха можно видеть «холм» высотой около 1 м, размером 10 × 10 м. Он представляет собой гнездо жильного кальцита и кварца с рассеянными сфалеритом и сульванитом. Наблюдались и протяженные жилы мощностью до 1 м, но все же, как правило, такие мощности для настоящих жил не характерны: большая мощность жильного выполнения указывает на то, что мы имеем дело с особой полостью-раздувом, а не с линейной трещиной. Типовые мощности настоящих линейных жил обычно меньше 10 см.

Как и на Печорском Урале [108], совокупность геологических, минералогических и геохимических материалов указывает, что по крайней мере большая часть жильного материала непосредственно заимствована из вмещающих пород в процессах растворения и последующего переотложения. Но если это верно для кальцита [147, с. 269], то с большой вероятностью справедливо и для рудных минералов, несмотря на ряд генетических проблем, таких как источник и формы серы и др. Валовые анализы жил показывают, что между составом жил и вмещающих пород наблюдается хорошая корреляция.

В отложениях сикура кварцевые и кварц-кальцитовые прожилки несколько обогащены Ва (до 0.5%), Sr (до 0.1%) и Mn (до первых процентов), тогда как содержания V, Cu, Zn не превышают 0.01%. Это хорошо согласуется с геохимическим фоном этих отложений, для которого перечисленные рудные элементы совсем не характерны.

В верхней части падейской свиты жильная минерализация несколько обогащена одним марганцем. В верхнедевонских отложениях (толща D<sub>3</sub>b), как это отмечал и Н. П. Юшкин [147, с. 269], жилы обогащены Mn как карбонатным, так и более поздним окисным. Кроме Mn отмечаются высокие содержания Ва (явно обязанные псиломеланам и криптомеланам), Cu (до 0.09%), Zn (до 0.21%), иногда Cd (до 0.008%), а также мышьяка и сурьмы. Такой характер минерализации полностью согласует-

ся с геохимическим полем  $D_3^b$ , для которого характерны Fe, Mn, Cu, Zn. Что касается Ba, а также отмеченного в одной пробе с гипергенными окислами Fe стронция (0.36%), то мы уже упоминали о находке в пачке с яшмоидами баритовой конкреции, так что данный факт уже не кажется случайным. В турнейских отложениях геохимический спектр жильной минерализации сохраняется таким же, как в  $D_3^b$ : Mn, Cu, Zn. По уровню рудных концентраций, которые достигают значений, представляющих уже практический интерес, особняком стоят ударные брекчии по субстрату турнейских и верхнедевонских пород. Они подробнее разбираются в специальной статье [142].

В нижнекаменноугольных отложениях развита однотипная минерализация: сфалерит + сульванит с примесью барита и целестина, макроскопическая, как правило, не видимая. При этом жилы в оксидных и серпучовских отложениях в общем значительно богаче Ba и Sr, чем в нижневизейских, но по Cu, Zn, V, Cd соотношение обратное. Максимальные содержания, зафиксированные в жилах, составляют 2.3 % для Cu, 1.52 % для Zn, 0.055 % для Cd. Содержания Mn обычно не превосходят 0.1—0.2 %, что резко отличает эти жилы от верхнедевонско-турнейских. Важно отметить, что либо видимая минерализация, либо (чаще) резкие геохимические аномалии приурочены не только к жилам, но и к незначительно окварцованным обохренным тектоническим брекчиям (МТБ), которые являются непременным спутником облегченных пористых пород (ОПП). По этим и ряду других признаков нельзя исключить, что процессы образования ОПП тесно связаны с процессами рудогенеза.<sup>9</sup> Здесь отметим лишь, что максимальная концентрация Cu (2.3 %) зафиксирована в кварц-кальциевых прожилках, для которых вмещающей породой является сыпучка известняковых углистых сланцев (ОПП) — рудопроявление Тогорейшор на борту большой депрессии.

В отложениях среднего карбона кварц-кальцитовые жилы с Cu-V-Zn минерализацией встречаются неизмеримо реже, чем в  $C_1$ ; в согласии с геохимическим фоном, они более марганцовисты, чем нижнекарбонные. В отложениях  $C_{2-3}$  зафиксирован необычный тип минерализации, охватывающий непосредственно сами сланцы — углистые, глинисто-карбонатно-кремнистые, с фосфоритовыми конкрециями. Минерализация такого типа, обнаруженная независимо и Н. И. Тимониным на Карском участке (правый берег р. Кары, ниже устья руч. Громашор), и нами на левом берегу р. Кары в 2 км выше устья М. Серью, по-видимому, представляет собой особый генетический тип. Рудоносные сланцы с конкрециями, обильными налетами малахита и азурита образуют пакеты мощностью не более 0.5 м, зажатые в прослоях известковистых кремней (5—10—20 см), с подчиненными прослоями детритовых криноидных известняков. Вся эта пачка переслаивания оруденелых сланцев, кремней и известняков имеет видимую мощность около 10 м и, видимо, находится в колонке где-то между пачками  $C_{2-3}^a$  и  $C_{2-3}^b$ , выделяемых А. С. Микляевым.

В заключение остановимся на некоторых спорных генетических вопросах.

<sup>9</sup> Другими словами, что формирование ОПП и МТБ обязано не гипергенным, а гидротермальным процессам.

Все описанные гидротермальные проявления отнесены Н. П. Юшкиным к кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой формации. «Эта формация представлена очень большим количеством проявлений, локализованных исключительно в каменноугольных отложениях, сливающихся в практически сплошные, согласные с общей структурой региона полосы... Эти полосы являются региональными зонами гидротермально-метасоматической переработки известняков и сланцев, выражающейся в перекристаллизации карбонатных пород, в замещении карбонатов кварцем, целестином, флюоритом, сульфидами и другими минералами и в формировании зон кварц-карбонатно-сульфидных жил и прожилков. Поскольку гидротермальной переработкой охвачены карбонатные и сланцевые толщи, то в первых выделяется метасоматическая минерализация, во вторых — прожилковая» [147, с. 64—65].

Площадь, охваченная нашим геохимическим опробованием, характеризует только два района юго-восточного и центрального Пай-Хоя (Карско-Силовский и Сопчинский), тогда как Н. П. Юшкин изучал весь Пай-Хой-Вайгач-Южноновоземельский антиклинорий. Поэтому очень может быть, что несовпадение некоторых из наших выводов связано именно с ограниченной площадью наших работ. Тем не менее в интересах дела не следует игнорировать эти несовпадения.

1. При описании геохимии серпуховских отложений уже говорилось об отсутствии каких-либо «линейных зон мраморизации»: мраморовидные (а также глазковые и полосатые) породы являются обязательной частью разреза толщи, а не вторичными наложенными образованиями. Нам кажется, что это замечание сохраняет силу и для сульфидной минерализации сфалерит + сульванит. Она есть везде, где только имеются отложения  $C_1$  и тектонические нарушения любого масштаба. Поэтому и получаются те практически сплошные полосы, о которых пишет Н. П. Юшкин: минерализация трассирует по поля выходов  $C_1$  скорее, нежели линейные протяженные тектонические зоны.

2. Едва ли правильно говорить о каменноугольных отложениях в целом. По тем данным, которые излагались выше, отложения  $C_{2-3}$  не должны объединяться с отложениями  $C_1$ , ибо масштабы жильной минерализации в тех и других несопоставимы. В  $C_1$  она массовая и повсеместная, в  $C_{2-3}$  — единичная и даже исключительная. Но это как раз тот случай, когда наш вывод связан с ограниченными размерами изученного нами региона; может быть, за его пределами в  $C_{2-3}$  также имеется интенсивная минерализация?

3. Явления метасоматоза в известняках нами практически не наблюдались: вся встреченная минерализация имела исключительно жильный характер. Поэтому не исключено, что роль метасоматических процессов преувеличена. Но в то же время имеются основания связывать жильное оруденение с явлениями мощного выщелачивания кремнистых углеродистых сланцев, с превращением их в пористые породы (ОПП).

4. В название рудной формации входит и флюорит. По нашим наблюдениям, распространение флюорита ограничено только окской и серпуховской толщами. Ни в  $C_{2-3}$  (где флюорит нами специально разыскивался), ни в  $C_1V_{1+2}$  флюорита в жилах как будто нет. Если это

отвечает истине, то правильное, возможно, говорить о двух или даже нескольких рудных формациях:

Mn-карбонаты + Cu + Zn ( $D_3^b-C_1^t$ ),  
Cu—V—Zn (отложения  $C_1^t, V_1^t, +_2$ ),  
F—Ba—Sr (окские и серпуховские отложения  $C_1$ ),  
Cu—V—Zn-минерализация непосредственно в сланцах  $C_2$ .

Тогда появление в пределах одной жилы широких парагенезисов можно трактовать как наложение формаций (например, сульванит и барит).

В дополнение к изложенному отдельно следует сказать о жильных Mn-карбонатах, которые по своему составу довольно существенно отличаются от сингенетичных Mn-карбонатов в составе конкреций и конкрециодов. С поверхности жильные Mn-карбонаты почти всегда покрыты корками окислов Mn и Fe, так что их существенно карбонатная природа обнаруживается иногда только анализом. Таковы, например, маломощные жильные выполнения в тектонической зоне между толщами  $C_1$  и  $C_2$  на р. Каре («Карский участок» у А. С. Микляева и др., 1973 г.) и похожие образования в зоне разлома среди визейских (?) черных сланцев в 3.5 км выше устья р. Б. Серью по правому берегу р. Кары. В первом из них (обр. Ка52/897) в HCl-вытяжке обнаружено 15.0% MnO и 5.92% FeO; карбонатная фаза представляет собой железисто-цинкистый родохрозит (рефлексы 3.61, 2.81, 2.36, 1.981, 1.810, 1.746, 1.517 Å), что подтверждается высоким содержанием цинка (0.61%). Во втором в HCl-вытяжку перешло 20.76% MnO, а рефлексы 3.64, 2.85 Å и др. наряду с наличием цинка (0.17%) указывают на цинкистый родохрозит. В других случаях карбонатные минералы марганца встречены в существенно кварцевых жилах, например среди отложений  $D_3-C_1^t$  на р. Пяэха («Гермес») — обр. Ка23/459. Здесь они представлены сложной смесью марганцовистых и манганокальцитов (рефлексы 2.99, 2.26, 1.903, 1.853, 1.810 Å); в HCl-вытяжку перешло 23.63% CaO и 4.00% MnO. Видимо, к наиболее интересным объектам того же (?) типа нужно отнести и пластовое тело кремнистого карбоната, встреченное А. А. Беляевым на левом берегу р. Кары в 0.3 км выше устья руч. Нявьркаяха («Патрокл»). Здесь хорошо видна зона тектонической брекчии мощностью 6—8 м, над нею — кремнистые известняки и фтанитоиды с небольшими линзовидными телами окисных Mn-Fe руд трещинного типа, а под нею — охристый, пятнистый пласт кремнистого карбоната, в котором, по-видимому, карбонат эпигенетический. В HCl-вытяжку переходит 16.50—16.80% MnO и 24.31—24.93% FeO, а по данным рентгеновского анализа можно думать, что это смесь сидерита и родохрозита. Данный пласт при мощности около 1.5 м прослежен на 10—12 м по простиранию и пока что представляет собой самый перспективный объект из всех эпигенетических руд марганца.

Резюмируя, можно отметить, что в отличие от диагенетических Mn-Fe карбонатов, представленных чаще всего либо олигонитами, либо Mn-доломитами, в гидротермальных мы встречаем родохрозиты, цинкистые родохрозиты и сидериты.

Описанная в данном разделе жильная минерализация представляется интересной как коллекционное сырье (весьма крупные, до 10 см, выделения сульванита в жилах из отложений  $C_1^t$ ). Что касается промышленной

ценности сульфидной минерализации, то, несмотря на высокие содержания металлов в жилах, запасы горной массы едва ли так значительны, чтобы представлять практический интерес.

### 4.2.3. Бирюза

В белых, кремевых или зеленоватых мраморовидных известняках, образующих прослой в маркирующей пачке фаменских яшмоидов, всеми исследователями отмечалась «медная зелень», которая, как очевидно, представляла собой продукт окисления рассеянных здесь сульфидов, в частности и халькопирита. Исследованием этой «медной зелени» никто не занимался, а голубые ее разновидности, по-видимому, принимали за азурит. И только в 1979 г. А. А. Беляев обратил внимание на некоторые особенности медной зелени; лабораторное исследование показало, что голубовато-зеленые пленки средней толщиной до 1 мм, выполняющие трещины сланцеватости и пластовой отдельности, являются бирюзой [5].

Бирюза была обнаружена в левом береговом уступе в среднем течении р. Силоваяха, в 2,2 км ниже устья руч. Едунейшор. Площадь коренных выходов составляет здесь около 100 кв. м. Медная минерализация проявлена в верхах пачки толстоплитчатых слюдястых светло-серых силицитов мощностью около 10 м, образуя три субсогласные со слоистостью минерализованные зоны мощностью от 1 до 3 м. В этих зонах вмещающие породы явно изменены (осветлены, трещиноваты). В неизмененных темно-серых вмещающих породах отмечаются тонковкрапленная сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, ковеллин, сфалерит) и присутствие фосфора на уровне 0.1—0.2%  $P_2O_5$ . Бирюза заполняет тонкие трещины, вблизи которых на расстоянии от 5 до 20 мм вмещающая кремнистая порода осветлена и утрачивает микрослоистость. Микроскопическое исследование показало, что бирюза сложена сферическими агрегатами диаметром 0.1—0.2 мм радиально-лучистого строения. На границе сферолитов и в интерстициях между ними отмечается примесь кварца, слюд, каолинита. В открытых порах бирюза с поверхности замещается гидроокислами железа, постепенно проникающими к центру сферолитов.

Электронно-микроскопическое исследование пластинчатых пленок выявило плотную коллоидную поверхность агрегатов, сложенных плоскими частицами неправильной формы с зазубренными краями. Но есть и пористые участки в пластинчатых выделениях бирюзы — в них агрегаты глобулярно-пластинчатые. Все же основная масса бирюзы имеет сферолитовую структуру с тонкими прорастаниями кварца. ИК-спектры и термический анализ вполне соответствуют эталонной бирюзе. Рентгеновский анализ четырех образцов дает характерные отражения:

d, Å	I
6.25—6.20	30—35
4.77—4.80	18—29
3.68	100
3.43—3.45	20—30
3.28	29—37
2.89—2.90	55—98

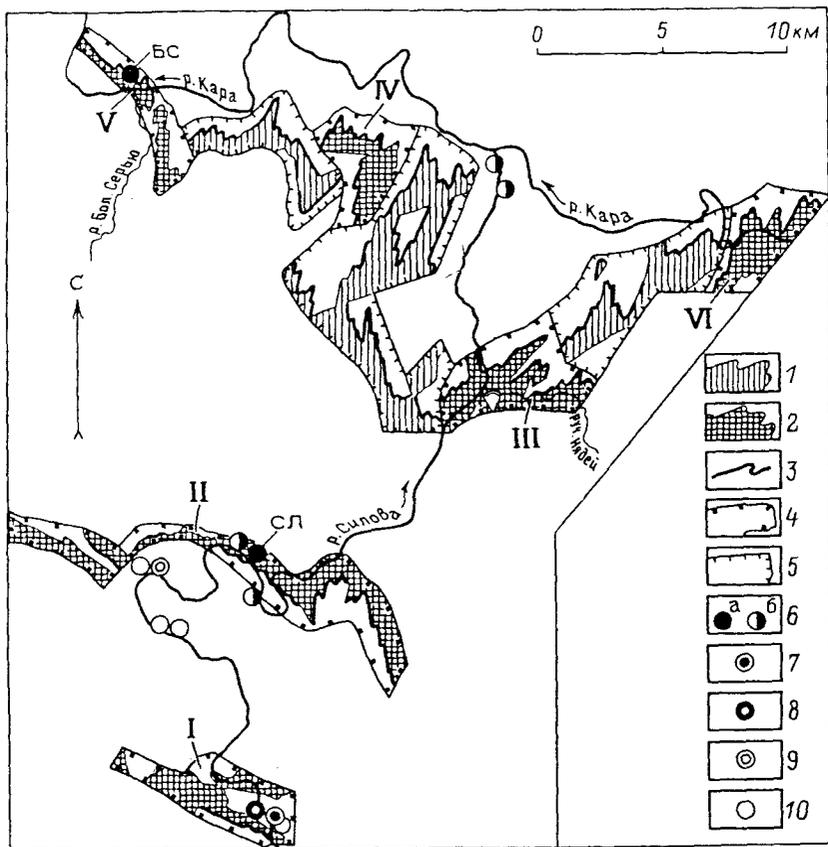


Рис. 72. Карта перспектив бирюзоносности юго-восточного Пай-Хоя. Составил А. А. Беляев с использованием материалов геологических съемок А. С. Микляева, К. В. Давыдова, А. Д. Костык (1973 г.).

1—2 — области развития верхов громашорской свиты  $D_3$  (1 — неизменных, 2 — гипергенно-измененных); 3 — выходы яшмовидных силицитов (яшмодов); 4—5 — границы площадей (4 — перспективных на бирюзу, 5 — с ограниченными перспективами); 6—10 — проявления фосфатной и алюмофосфатной минерализации (6 — бирюзы в коренном залегании (а) и аллювии (б), 7 — вавеллита, 8 — варисцита, 9 — крадалита, 10 — аморфных алюмофосфатов). Перспективные площади: I — Варкашорская, II — Едунейшорская, III — Нядейская, IV — Громашорская, V — Большесерьюская, VI — Брусыягинская. Рудопроявления: СЛ — Силовское, БС — Большесерьюское.

По данным 6 микронзондовых анализов, бирюза имеет следующий состав, %:

$Al_2O_3$ . . . . . 35.3—36.4	$P_2O_5$ . . . . . 37.2—38.9
$FeO$ . . . . . 2.0—2.6	$CuO$ . . . . . 3.1—3.7 (зеленая) 6.7—7.1 (голубая)
$MnO$ . . . . . 0.0—0.7	$ZnO$ . . . . . 1.6—2.0 (зеленая) 0.45—0.60 (голубая)
$CaO$ . . . . . 0.10—0.15	$Cr_2O_3$ . . . . . 0.0—0.06

Кроме того, полуколичественный эмиссионный спектральный анализ выявляет наличие микропримесей, г/т: V (30), Co, Nb (10), Be (6), Ni,

Yb (4), Sc (3), Sn (2). Мессбауэровская спектроскопия дала соотношение  $Fe^{3+} : Fe^{2+} = 5.41$ .

В результате комплексного исследования минерала современными физическими и химическими методами было установлено, что минерал представляет собой бирюзу с варьирующим содержанием кварца и каолинита и лишь в очень незначительных количествах может содержать примеси халькосидерита  $CuFe_8^{3+} [PO_4]_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$  и фаустита  $(Zn, Cu)Al_6[(OH)_2 | PO_4]_4 \cdot 4H_2O$ . Во всяком случае, на рентгенограммах не видно рефлексов этих членов изоморфного ряда бирюзы.

Традиционные представления связывают формирование бирюзы с гипергенными процессами. Однако в нашем случае на участках, явно не затронутых гипергенным процессом, наблюдаются сферолитовые и плотные пластинчатые агрегаты, а в затронутых — бирюза замещается гидроокислами Fe, слюдами и каолинитом. Таким образом, при гипергенезе пайхойская бирюза разрушается, а не образуется. Поздний кварц из кварц-бирюзовых жил характеризуется газовыделением в диапазоне от 100 до 410 °С, а в зальбандах между бирюзой и вмещающей породой располагается зона метасоматического кварца. Все это «указывает на гидротермально-метасоматическую природу самоцвета. Явный структурный контроль минерализации свидетельствует о синхронности основной фазы складчатости и процессов минералообразования» [8, с. 9].

Перспективы бирюзоносности Пай-Хоя мы связываем с поисками этого минерала в участках сильного гидротермального изменения фаменских яшмоидов, содержащих примесь сульфидов Cu и Zn. Зараженность пород фосфором не является лимитирующим фактором, поскольку фосфора вполне достаточно и во вмещающих черных сланцах фтанитовой формации, и в рядом расположенных тектонических блоках фосфоритоносных толеровых формаций. Руководствуясь стратиграфическим (пачка яшмоидов и вмещающие ее породы), структурным (сильная тектоническая нарушенность) и литологическим (сильное изменение пород в зонах выщелачивания) критериями, можно выделить на Пай-Хое шесть перспективных площадей (Варкашорскую, Едунейшорскую, Нядейскую, Громашарскую, Большесерьюскую, Брусъяхинскую), подробно охарактеризованных в работе А. А. Беляева и А. А. Иевлева [8] (рис. 72). *Правильность нашего прогноза подтвердилась открытием в 1990 г. Н. П. Юшкиным нового Большесерьюского рудопроявления на одноименной площади.* Заметим, что стратиграфический критерий оказывается очень мощным. В частности, в белых мраморовидных известняках D<sub>3</sub> в 1984 г. Я. Э. Юдович также обнаружил пленки бирюзы на Полярном Урале,<sup>10</sup> но в данном случае вероятнее гипергенная природа бирюзы.

<sup>10</sup> Это проявление находится на руч. Маниташор. Минерал в 1984 г. был перелан В. С. Рогову во ВСЕГЕИ для исследования, и с тех пор никакой дополнительной информации нам получить не удалось.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше была сведена воедино и проанализирована огромная литолого-геохимическая информация, полученная в результате многолетних исследований палеозойских толщ сланцевой зоны Пай-Хоя — гомолога Лемвинской зоны Севера Урала [27, 36, 75, 94]. Подведем некоторые итоги.

**Отложения алевролитово-сланцевой (палиноровой) ордовикской формации** изучались главным образом в интервале  $O_2—O_3$ . В них отмечены небольшие аномалии Mn конкреционной природы и реликтово-диагенетические аномалии Sr, по типу такие же, как и в «карбонатной» Елецкой зоне Печорского Урала [137]. Заслуживает внимания слабоконтрастный марганценосный интервал в верхах сопчинской свиты на северо-востоке Пай-Хоя. Вполне возможно, что сюда с Урала протягивается «пачвожский» (парнокский) геохимический горизонт.

**Отложения нижней черносланцевой (толеровой) силурийско-нижнедевонской формации** в литохимическом отношении не выглядят аномальными, а из геохимических аномалий весьма характерны накопления в черных сланцах P, Se, Mo, U, V, Ba, Mn. Имеющиеся данные позволяют говорить о присутствии в этой толще нескольких геохимических горизонтов, в частности двух бариевых и одного марганцевого. Формирование последнего можно связывать с условиями стагнации бассейна, вероятно имевшими место в позднем(?) силуре.

**Отложения кремнисто-терригенной среднедевонской формации** имеют литохимические аномалии, обусловленные влиянием двух факторов: синхронного седиментации вулканизма и поступления в бассейн продуктов размыва кор выветривания. Геохимическое поле этой формации резко контрастно. С верхними ее горизонтами связаны мощные геохимические аномалии Ba, Fe, S, Mn, а также Pb, Zn и кое-где — Cu. В этих горизонтах терригенные отложения становятся более кремнистыми, а карбонатные — более доломитовыми. Именно к этим горизонтам приурочены стратиформные бариты и колчеданы с примесями Sr и Ba и марганцевые карбонатные руды с примесями Zn.

**Отложения средней черносланцевой (фтанитовой) франско-турнейской формации** выделяются своим аномальным литохимическим полем (сочетание повышенных щелочности и железистости), что выражается в присутствии щелочных амфиболов, стильпномеланов, цеолитов. Горизонт среднефаменских цветных яшмоидов обогащен рудными элементами Fe, Mn, Cu, Zn, As, Ni, Pb, а вышележащие турнейские слои — Sb. Все известные рудопоявления Mn и Fe, а также проявления минерализации

Cu, Zn, As, Ni строго локализованы в указанном стратиграфическом интервале. Очевидно мощное влияние на верхнедевонскую седиментацию подводного базитового вулканизма и особенно эксгальций, поставлявших в бассейн Fe, Mn и рудные элементы. Последние, вероятно, заносились в осадок на коллекторе — частицах взвеси Fe-Mn гидроокислов.

**Отложения верхней черносланцевой (толеровой) верхнедевонско-нижнепермской формации** в нижневизейской части имеют локальные литохимические аномалии, указывающие на эпизодическое влияние базитового вулканизма. Аномальные геохимические поля выявлены для V, Zn, Cu, Cd, Sb — во всех породах, и для P, Se, Mo, Cr и некоторых других элементов-примесей — в черных сланцах. Фосфоритовые конкреции обогащены цинком и кадмием. Несомненно, что известная на Пай-Хое жильная сфалерит-сульфанитовая минерализация [147] имеет своим источником сами вмещающие породы. Существенно карбонатные отложения среднего—верхнего визе содержат прослои черных кремнистых сланцев, обогащенных ванадием. Наконец, существенно карбонатная толща серпуховского возраста выделяется повышенной магнизиальностью и присутствием исключительно специфичных пород: белых мраморовидных, черно-белых тонкополосатых и глазковых. Вся эта серпуховская карбонатная пачка в геохимическом отношении представляет собой подлинный геохимический феномен — настолько мощно она обогащена Sr, Ba, а также легким изотопом  $^{12}\text{C}_{\text{карб}}$ . Очевидно, что пластовые бариты в кровле пачки связаны с ней генетически: они замещают ее по простиранью. Генезис этих удивительных карбонатных пород и связанных с ними баритов, скорее всего, эксгальтивно-осадочный. Отложения верхней части толеровой формации ( $\text{C}_2$  и  $\text{C}_3$ — $\text{P}_1$ ) показывают локальные литохимические аномалии не вполне ясной природы. Характерны геохимические аномалии Ba (нижний горизонт  $\text{C}_{2-3}^a$ , по А. С. Микляеву), Se, Mn, Zn, Cu (средний горизонт  $\text{C}_{2-3}^b$ ) и бора (верхний горизонт  $\text{C}_{2-3}^c$ ).

**Отложения флишеидной нижнепермской формации** изучены сравнительно хуже, чем черносланцевые. Наиболее интересны данные о накоплении в них марганца и фосфора, причем первое синхронно марганцевому оруденению Новой Земли, что повышает перспективность флишеидной формации на марганец.

В целом же богатые материалы по геохимии осадочных формаций сланцевой (Лемвинской или Карской) зоны на Пай-Хое послужили основанием для разработки теоретической концепции *специфического* и *неспецифического* накопления элементов-примесей в черных сланцах [124]. Первоначально эти два типа концентраций были названы «литогенным» и «ксеногенным» [121].

Специфическое (литогенное) накопление химического элемента обусловлено самим составом породы: повышенным содержанием органического вещества и генетически связанных с ним диагенетических сульфидов, фосфатов, карбонатов. В частности поэтому независимо от возраста почти все пайхойские черные сланцы показывают вышекларковые содержания Mo, P, Se, U, V, B, Cr, что обусловлено органофильной природой этих элементов. Однако уровень данных геохимических аномалий резко различен: например, нижневизейские черные сланцы гораздо богаче ванадием, чем среднекарбонные. Такая четкая стратификация и есть главный

признак неспецифического (ксеногенного) накопления. К этому типу относятся накопления Ba, Fe, Mn, S — в падейской свите; Mn, Fe, полиметаллов, As, Ni, Sb — во фтанитовой формации; Sr и Ba — в серпуховской карбонатной толще. **Неспецифическое накопление связано прежде всего с вулканизмом**, и не столько с пирокластикой, сколько с эксгальциями и подводными гидротермами и реже (как в среднем девоне) — со спецификой терригенного сноса. Именно поэтому развиваемые нами методические приемы литохимической диагностики вулканогенного материала имеют существенное значение для металлогенических построений.

Пайхойские разрезы палеозоя дали убедительное подтверждение фундаментальной концепции *геохимических горизонтов* — относительно узких интервалов стратиграфического разреза, обогащенных тем или иным химическим элементом (или чаще — группой элементов) [108]. Геохимические горизонты распознаются по обилию геохимических аномалий, которые можно квалифицировать как сингенетические. Именно сингенетические аномалии имелись в виду при геохимическом описании отдельных осадочных формаций. Однако наличие геохимических горизонтов создает предпосылку для последующего перераспределения химических элементов в процессах литогенеза. И в этом отношении Пай-Хой также оказался классическим регионом: несмотря на современный суровый арктический климат, здесь широко развиты *эпигенетические геохимические аномалии*, связанные с мощными процессами выщелачивания сульфидо- и фосфатоносных черных сланцев [38—40, 46, 147, 152—154].

Из числа литолого-геохимических проблем, для разработки которых пайхойские черносланцевые разрезы оказались прекрасным полигоном (конкреции и конкрецииды, геохимия и метаморфизм органического вещества, изотопная геохимия карбонатного углерода, загадка генезиса выщелоченных пористых пород и др.), выделим именно первую. В главе 2 были приведены аналитические материалы с рядом важных подробностей, которые в кратких журнальных публикациях приходилось опускать [14, 116, 122, 143]. Такое подробное изложение дает основание для некоторых обобщений.

1. Прежде всего необходимо отметить необыкновенное обилие разнообразных конкреционных образований сланцевой зоны. Хотя сопоставлением сланцевой и карбонатной зон по их конкреционности никто специально не занимался, огромное различие этих зон совершенно очевидно. В частности, А. И. Елисеев, давая в препринте [65, с. 11—15] описание трижды повторяющейся в разрезе карбонатной зоны триады осадочных формаций (фалаховой, платамовой, калейдовой), даже не упоминает о конкрециях. Разумеется, карбонатные и кремнистые конкреции здесь присутствуют, но уже сам факт их «игнорирования» в описании показывает, что в карбонатной зоне конкреции не являются значимым, «формациеобразующим» компонентом разреза.

Совершенно иная картина наблюдается в сланцевой зоне. Черносланцевые толщи содержат исключительно богатые и разнообразные конкреционные комплексы [14]. При тектонических деформациях толщ конкреции нередко приобретают новые специфические формы, отличные от первичных [114], и даже могут претерпеть довольно значительное перемещение [6].

Главная причина высокой конкреционности черносланцевых толщ очевидна — высокое содержание реакционно-способного аквагенного ОВ в исходных углеродистых осадках. Это делало процессы диагенеза чрезвычайно мощными и напряженными, понуждало к миграции огромные массы химических соединений и ионов ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{S}^{2-}$ ,  $\text{SO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{S}^0$ ,  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$  и др.). Поэтому в некоторых интервалах черносланцевых разрезов конкреций так много, что они становятся формациеобразующим компонентом.

Кроме того, для некоторых конкреций (фосфатных, отчасти, может быть, и пиритовых) ОВ играло роль не только источника энергии диагенеза, но и служило поставщиком вещества. Во всяком случае, именно такова современная трактовка фосфатности черных сланцев [128, с. 201].

Другой причиной высокой конкреционности черносланцевых толщ служило строение их разрезов: частое чередование относительно мало-мощных пластов контрастно-различного состава, что «запускало механизм» диффузии компонентов в диагенезе. В толщах однородного сложения никогда не бывает такого количества конкреций даже при обилии органического вещества.

Наконец, третьей важной причиной обилия конкреций следует считать синхронный вулканизм, питавший бассейн седиментации свежим эндогенным материалом, резко неравновесным со средой. Для такого материала (пирокластика и Fe-Mn-коагуляты эксгаляций) среда углеродистого осадка, насыщенная  $\text{CO}_2$ , оказывалась агрессивной, что вело к интенсивному растворению вещества и переотложению его в конкрециях. Последние приобретали при этом черты яркого своеобразия. С вулканизмом (скорее всего, подводным) следует связывать формирование горизонтов баритовых (об этом впервые писал еще Н. П. Юшкин [145]), марганцево-карбонатных и пиритовых конкреций в падейской свите, Fe-Mn-карбонатов в отложениях  $\text{D}_3\text{—C}_1^1$ , марганцевых и баритовых конкреций в отложениях  $\text{C}_2\text{—P}_1^1$ . Из элементов-примесей, обнаруживаемых в конкрециях, с вулканизмом отчасти или полностью связаны образующие летучие соединения As, Sb, Se, Hg, Ag, а на свежих коагулированных гидроокислах Fe и Mn в осадок могли заноситься сорбированные из морской воды Ni, Co, Sb, As, «заражение» которыми прослеживается в конкреционных образованиях  $\text{D}_3\text{—C}_1^1$ . Образование ранних седиментационно-диагенетических баритов влекло за собой накопление Th и Sr, которые, очевидно, соосадились с сульфатом бария, а образование конкреционного пласта падейских колчеданов сопровождалось захватом вулканогенного Pb (примеси галенита) и водородного(?) Ni. Заметим, что именно по обогащению торием «морские» седиментационно-диагенетические бариты четко отличаются от «континентальных» баритов гидротермального генезиса [159]. Генезис спорадических накоплений Zn в составе Mn-карбонатных конкреций пока не очень понятен. Но этот цинк может быть и биогенным, как это предполагается в отношении фосфоритовых конкреций, очень часто обогащенных цинком и кадмием [125, 131].

Вероятно, к числу «улик» вулканизма нужно относить и неожиданное присутствие в конкрециях значительных количеств Fe-лептохлорита, который мы собирательно называли «шамозитом». Мы видели, что во

многих конкрециях количество нормативного шамотита превышает 10%, а иногда нормативный пересчет показывает даже его преобладание. Этот трудно диагностируемый компонент (он практически неразличим в шлифах в составе тонкозернистой основной ткани, а на дифрактограммах неориентированных образцов распознается только при значительном содержании) — свидетельство избытка железа в осадке, вследствие чего оно не может быть полностью связанным с карбонатами и пиритом.

2. Высокая конкрециенность черносланцевых толщ наряду с собственно конкрециями выражается и в обилии пластообразных конкрециидов. Именно пайхойские черносланцевые толщи явились эталонным объектом, на примере которого было разработано и внедрено в современную литологию понятие о конкрециодах: «В особенности в черносланцевых формациях Пай-Хоя мы встречаемся с частым чередованием разных пород в разрезе и вследствие этого — с мощным развитием конкреционных эффектов в самых обычных на вид породах. Таковы, например, сильнокарбонатные кварцевые песчаники, содержащие до 3.8%  $MnCO_3$ , карбонатные прослой в яшмоидах, включающие до 29%  $MnO$ , прослой известняков в глинистых сланцах, содержащие до 1%  $Va$ , и т. д. Все эти образования естественно ложатся в классификацию в качестве конкрециидных и слабоконкрециидных пород» [107, с. 121].

Морфологическое различие между конкрециями и конкрециодами обусловлено только механизмом роста. Конкреции растут, согласно А. В. Македонову, по линейно-концентрическому закону, когда диффузия компонентов направлена центростремительно [56]. Конкрециоды же образуются путем двусторонней диффузии вещества из почвы и кровли прослоя осадка (например, песчаного) при ограниченной или вовсе исключенной роли латеральной диффузии. Однако если вследствие неоднородности пласта по простиранию латеральная диффузия тоже играла заметную роль, то формируются образования, состоящие из слитных, сросшихся боками конкреций — то, что А. В. Македонов именовал «слитными конкреционными прослоями». Очевидно, что последние — суть образования промежуточные между собственно конкрециями и собственно конкрециодами.

Таким образом, эксплицирование *понятия о конкрециодах* заполнило собой лакуну, которая давно ощущалась литологами (см. небольшой обзор в [107, с. 117—121]). Между собственно конкрециями и пластообразными осадочными породами располагаются весьма распространенные в природе промежуточные, также пластообразные образования: собственно конкреции → конкрециоды → слабоконкрециодные породы → собственно осадочные породы. Под слабоконкрециодными понимаются такие породы, в которых содержание аутигенного конкрециеобразователя составляет 10—30% (а в «собственно породах» соответственно меньше 10%) [107, с. 113].

Пайхойские материалы, и прежде всего замечательная во всех отношениях палеиская свита, обнаруживают, что в некоторых черносланцевых разрезах с особо частым чередованием «коллекторов и покрышек», т. е. сланцевых и песчано-алевролитовых пород, эти последние практически все являются слабоконкрециодными либо конкрециодными. В таких случаях доля конкреционных образований в разрезе (суммарно конкреций и конкрециодов) может достигать 30% или даже больше. Эти удивительные данные представляют интерес для развития общей теории литогенеза.

3. Примечательной особенностью вещественного состава конкреций и конкреоидов, особенно типичной для вулканогенно-осадочных толщ, является их полиминеральность. Например, в составе одной падейской конкреции могут «мирно сосуществовать» до 10—11(!) минералов, определенных уверенно (рентгенографическим анализом), и еще до 3—4 предполагаемых минералов, присутствующих в качестве малой примеси:

- |                           |                                      |
|---------------------------|--------------------------------------|
| 1. Кварц (халцедон)       | 7—10. Карбонаты                      |
| 2. Пирит ( $\pm$ галенит) | 11. Шамозит                          |
| 3. Барит                  | 12. Сульфаты кальция (?)             |
| 4. Гидрослюда             | 13. Витерит (?)                      |
| 5. Альбит                 | 14. Целестин (?)                     |
| 6. Фосфат                 | 15. Алабандин (? — см. [143, с. 54]) |

Почти все они аутигенные, включая отчасти даже и гидрослуду (о чем можно судить по факту повышенной бороносности некоторых конкреций). Такое изобилие аутигенных минеральных фаз свидетельствует о мощном, но скоротечном диагенетическом процессе, при котором не успело установиться термодинамическое равновесие между минеральными фазами. Об этом же свидетельствуют и находки в черных сланцах метастабильных «минералов-эфемеров» (по Ф. В. Чухрову), сохранившихся благодаря их ранней консервации [124, с. 205—206]. Можно думать, что это характерная, индикаторная особенность именно «черносланцевого» диагенеза — по крайней мере, одного из его типов [124, с. 207]. В частности, А. Ю. Леин, изучавшая современные углеродистые осадки в зоне Перуанского апвеллинга, обнаружила в них, помимо аутигенных фосфатов и глауконитов, присутствие сосуществующих пяти карбонатных минералов: кальцита, кальциевого доломита (протодоломита), магнезиального кальцита, арагонита и (предположительно) родохрозита. По ее мнению, «присутствие нескольких твердых минеральных фаз в составе тонкодисперсного карбоната по сравнению с однофазовым минеральным составом раковинного карбоната позволяет уверенно идентифицировать тонкодисперсный карбонатный материал изученных восстановленных илов как новообразованное соединение, формирующееся при анаэробном диагенезе осадков» [54, с. 22]. Об этом (явной неравновесности минерального парагенезиса со следами незавершенности процесса минералообразования) свидетельствуют и данные о минеральном составе углеродистых осадков, отложившихся под застойными водами в котловинах Балтики [124, с. 207].

Наконец, самостоятельную проблему представляет многофазность карбонатов в качестве индикатора особенностей диагенеза. На первый взгляд, в распределении числа и видов карбонатных фаз по отдельным конкрециям нет никакой закономерности. Однако обратим внимание на то, что, несмотря на кажущуюся хаотичность, обычно доминирует только один из двух структурных типов карбонатов: а) либо простые карбонаты типа кальцита (собственно кальцит, Mn-кальциты, разнообразные Fe-Mn и Mn-Fe-карбонаты, реже родохрозит); б) либо двойные соли типа доломита (Mn-доломит или его железистая разновидность — кутнагорит). И лишь в редких случаях количество «кальцитовых» и «доломитовых» фаз оказывается соизмеримым.

Очевидно, что формирование карбонатов с тем или иным структурным

типом определялось соотношением Mg/Ca в поровых водах и щелочным резервом. Как известно, формирование диагенетических доломитов требует высокого щелочного резерва. А это в свою очередь зависит от интенсивности сульфат-редукции, конечными продуктами которой являются «биогенные»  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  [124, с. 196—199].

Поэтому логично допускать, что при прочих равных условиях кутнагориты формировались в средах с более мощной сульфат-редукцией в отличие от олигонитов и других карбонатов с кальцитовым типом структуры. Режим сульфат-редукции должен был быть таким, чтобы  $\text{Fe}^{2+}$  находился в поровых водах в значительном избытке по отношению к иону  $\text{S}^{2-}$ ; это возможно только в условиях ограниченной диффузии в осадок сульфата из наддонной морской воды.

Эти соображения подсказывают, что для формирования кутнагорита были благоприятны «закрытые системы» диагенеза, в которых часто сохраняются реликтовые метастабильные минералы [137]. Напротив, Fe-Mn-карбонаты кальцитового типа формировались в условиях низкого щелочного резерва поровых вод, что могло происходить при свободной диффузии  $\text{CO}_2$  из осадка. Однако режим диагенеза был таким, что не приводил и к массовому образованию пирита вследствие быстрого обратного окисления сульфид-иона. Такие условия могли быть обеспечены только при очень медленной седиментации, порождавшей диагенез так называемого доманикового типа [124, с. 191—192]. Напротив, условием возникновения «закрытой системы» в диагенезе является быстрая изоляция осадка от наддонной воды, что требует не замедленной, а быстрой седиментации; это напоминает «оксфордский тип диагенеза» [124, с. 195].

Итак, вполне возможно, что, изучая распределение по разрезу конкреций и конкрециидов с преобладанием того или иного структурного типа карбонатов, мы получим ключ к расшифровке динамики процесса седиментации.

Формационные [65] и геохимические исследования позволили охарактеризовать *рудную специализацию осадочных формаций* сланцевой зоны Пай-Хоя. Мы видели, что в палиноровой ордовикской формации сколько-нибудь существенные рудопроявления пока не выявлены. Отложения силурийско-нижнедевонской нижней толеровой формации перспективны на пластовые фосфориты и в меньшей степени — на бариты и стратиформные карбонатные марганцевые руды. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация является рудоносной в отношении барита, колчелана и карбонатного марганца, фтанитовая франско-турнейская формация давно известна как марганценоносная, но она специализирована и по полиметаллам. В верхней толеровой верхнедевонско-нижнепермской формации известны крупные рудопроявления пластовых баритов, полиметаллическое оруденение в черных сланцах и непромышленные конкреционные фосфориты. Наконец, на границе верхней толеровой и флишовой сероцветной формации нижней перми отмечены сильные геохимические аномалии фосфора и рудопроявления карбонатных марганцевых руд новоземельского типа.

Такова общая картина рудоносности сланцевой зоны, открывающая возможность обрисовать *перспективы территории в отношении отдельных полезных ископаемых*. Наши материалы вместе с материалами мно-

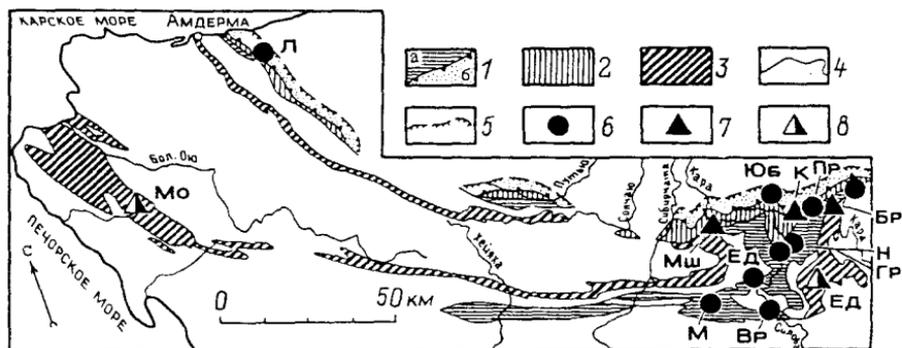


Рис. 73. Обзорная металлогеническая карта сланцевой зоны Пай-Хоя. Составили А. А. Беляев и Я. Э. Юдович с использованием материалов геологических съемок ПГО (ныне ОАО) «Полярноуралгеология».

1—3 — области распространения палеозойских отложений, перспективных на полезные ископаемые (1 — марганцевых руд в фаненских (а) и нижнепермских (б) отложениях, 2 — баритовых руд в серпуховских отложениях, 3 — фосфоритов в силурийско-нижнедевонских отложениях); 4—5 — границы (4 — распространения изученных осадочных формаций, 5 — нижних горизонтов флишоидной формации); 6—8 — рудопроявления: 6 — марганцевых руд (М — Мадагавоское, Вр — Варкашорское, Ед — Едунейшорское, Н — Нядейское, Гр — Гребенка, Пр — Приам, Юб — Юбилейное, Л — Лабсуйягинское), 7 — баритовых руд (Бр — Брусьягинское, К — Карское, Мш — Марейшорское), 8 — фосфоритов (Ед — Едунейское, Мо — Малоюжское).

голетних геологических исследований Пай-Хоя позволяют наметить районы, перспективные для поисков месторождений марганцевых руд, баритов и фосфоритов, а также рекомендовать участки для первоочередного проведения специализированной крупномасштабной съемки (рис. 73).

**Марганцевые руды.** Приходится отметить, что после открытия на Полярном Урале Парнокского (Пачвожского) месторождения железо-марганцевых руд, опрокинувшего все привычные прогнозные критерии,\* — «репутация» таких критериев сильно пострадала. Тем не менее чрезмерно пессимистическая оценка перспектив фтанитовой формации на марганец пока кажется нам не оправданной. Думается, что традиционные литолого-геохимические критерии еще не исчерпали себя; поэтому мы расцениваем отложения фтанитовой франско-турнейской формации и пограничные слои между верхней толеровой и флишоидной формациями как перспективные на марганец.

Во фтанитовой формации часть разреза, включающая пачку среднефаненских яшмовидных пород и вышележащую пачку кремнистых сланцев (общей мощностью около 50 м), перспективна на обнаружение карбонатных руд марганца. Этот горизонт прослеживается на расстоянии нескольких десятков километров. Первоочередным для постановки оценочных работ следует считать район между р. Силоваяха в ее нижнем течении и р. Карой (ниже Брусьяхи). Здесь достоверно установленные содержания MnO в карбонатных рудах достигают 29%. Во вторую очередь необходимо

\* Шшикин М. А., Герасимов Н. Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение. Геологическое строение, характеристика руд, пути освоения // Народное хозяйство Республики Коми. 1993. Т. 2, № 2. С. 208—223.

изучить район Сесияю — Сибирчатаяха, где воркутинскими геологами установлены выходы девонских вулканитов, а нашим опробованием выявлены геохимические аномалии Mn в яшмовидных породах и глинисто-карбонатных сланцах на руч. Мадахавож — до 18% MnO.

Вторым перспективным объектом для поисков марганцевых руд являются отложения на границе верхней толеровой и флишоидной формаций, пока еще слабо изученные. Отложения, вмещающие горизонты с Mn-содержащими конкрециями, похожи на рудоносные отложения Новой Земли, где известно шесть горизонтов суммарной мощностью 78 м, в составе которых от 20 до 80% приходится на родохрозитовые прослои [29]. Наиболее близким к новоземельскому по характеру разреза представляется участок на северо-западе Пай-Хоя, а кроме того — на правобережье р. Кары в районе устья Силоваяхи.

**Бариты.** Пока что, без учета мощных аномалий Ba в основании силурийской толеровой формации, обнаруженных аспиранткой О. С. Денисенко (Мерц), бариты известны на двух стратиграфических уровнях: среднедевонском (от позднего эйфеля(?) до позднего живета) и нижнекаменноугольном (серпуховском). Девонские бариты представлены конкреционными горизонтами в пределах двух участков Юго-Восточного Пай-Хоя. И общее содержание баритовых конкреций в рудоносных горизонтах, и концентрация в них  $BaSO_4$  далеки от промышленных требований. Поэтому данный уровень представляет интерес только для поисков баритов, а не для оценки конкретных участков. Нельзя исключить того, что конкреционные горизонты в действительности формировались на периферии участков со стратиформными пластовыми рудами; в литературе такие факты известны.

Несравненно выше перспективы серпуховских пластовых баритов. Запасы Карского баритового месторождения составляют по одним оценкам 20—25 млн т [147], а по другим — вдвое больше [65]. Пласты полосчатых баритов, содержащих в средней части 60—90%  $BaSO_4$ , развиты на двух сближенных стратиграфических уровнях. Палеогеографические реконструкции позволяют прогнозировать увеличение мощности баритовых тел с улучшением качества руд в направлении к северо-востоку от устья р. Силоваяха [10, 11, 65]. Разумеется, потребуется основательная геолого-экономическая оценка, если в порядок дня встанет вопрос о добыче руд, так как они расположены в ненаселенном арктическом регионе, на расстоянии около 200 км от Воркуты.

**Фосфориты.** Известные проявления фосфоритов на четырех стратиграфических уровнях сланцевой зоны Пай-Хоя связаны с черносланцевыми (толеровыми) формациями и предположительно — с сероцветной флишоидной формацией на границе ее с верхней толеровой. Силурийские фосфориты пластового типа бедны по содержанию  $P_2O_5$ , но развиты на обширных площадях во фронтальной части Карского аллохтона. Поэтому прогнозные запасы их велики, хотя удаленность этой арктической территории от Воркуты или Нарьян-Мара делает освоение их крайне проблематичным. Надо, однако, иметь в виду новое обстоятельство, появившееся после открытия на Полярном Урале промышленного Софроновского месторождения — фосфоритов линейных кор выветривания [84, 99]. Субстратом для мезозойских(?) фосфатоносных кор там послужили относи-

тельно небогатые фосфором отложения — черносланцевые силурийские и терригенно-карбонатные ордовикские (напоминающие нашу палинорovou формацию). Такие же руды вполне могут найтись и на Пай-Хое, а именно там, где бедные сингенетичные силурийские фосфориты оказались в тектонической зоне Главного Пайхойского надвига [89]. Именно здесь можно ожидать развития процессов вторичного обогащения бедных силурийских фосфатоносных пород (рис. 73). Такие процессы высоко вероятны потому, что они давно установлены в отношении *карбонатных* фосфоритов, с которыми связаны многочисленные проявления вторичных гипергенных фосфатов, в свое время детально изучавшихся Н. П. Юшкиным и его учеником А. А. Иевлевым [38—40, 147, 152—154]. В силовском районе эта минерализация развита как раз в зоне развития ретронадвигов.

Сингенетичные конкреционные фосфориты  $C_{1v}$ ,  $C_{2b-m}$  и  $P_{1as-sm}$  с высокими содержаниями  $P_2O_5$  в конкрециях обладают недостаточной горной массой и вследствие этого имеют небольшие запасы. Они интересны лишь как субстрат для формирования богатых вторичных фосфатов. Впрочем, значительных скоплений этих фосфатов пока тоже неизвестно.

**Бирюза.** Прогноз бирюзоносности сланцевой зоны нами уже был опубликован [8]. Он исходил из трактовки бирюзы как эпигенетического фосфата, формировавшегося в железистых яшмовидных силицитах фаменского возраста. После этого Н. П. Юшкиным было открыто еще одно крупное рудопоявление бирюзы пленочного типа — Большесерьюзкое, приуроченное к той же пачке. Всего же к настоящему времени на огромной территории Арктики — от Приполярного Урала до Пай-Хоя — известно уже около десятка рудопоявлений, что позволяет, может быть, выделять целую *Пайхойско-Североуральскую бирюзоносную провинцию*. Любопытно, что определяющим геохимическим поисковым критерием на бирюзу является не фосфор (которым бирюзоносный горизонт беден), а только медь. Это позволяет искать бирюзу и в других интервалах разреза, где имеются повышенные содержания меди, в частности в черных сланцах  $C_{2-3}$ .

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Агрохимическое* и горнохимическое сырье Европейского Северо-Востока СССР / Ред. Н. П. Юшкин, Я. Э. Юдович. Сыктывкар, 1987. 132 с.
2. *Атлас конкреций*. Л.: Недра, 1988. 323 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 340).
3. *Батулин Г. Н.* Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 232 с.
4. *Беллев А. А.* Проблематичные отпечатки в кремнистых породах верхнего девона Пай-Хоя // Стратиграфия палеозоя северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1981. С. 26—32. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 37).
5. *Беллев А. А.* Первая находка бирюзы на Пай-Хое // Топоминералогия и минералы рудоносных регионов. Сыктывкар, 1984. С. 87—91. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 45).
6. *Беллев А. А.* Тектоническое перераспределение конкреций в процессе складчатости // Тектоника Северо-Востока Европейской платформы. Сыктывкар, 1988. С. 98—103. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 68).
7. *Беллев А. А.* Фтанитовая верхнедевонско-каменноугольная формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986. С. 27—37. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 56).
8. *Беллев А. А., Иевлев А. А.* Перспективы бирюзонности Пай-Хоя. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1988. 20 с. (Сер. препринтов «Научные рекомендации — народному хозяйству»; Вып. 76).
9. *Беллев А. А., Кулешов В. Н.* Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Карской зоны Пай-Хоя // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 1994. С. 73—86. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 84).
10. *Беллев А. А., Семенов Г. Ф.* Толеровая верхнедевонско-каменноугольная формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986. С. 38—48. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 56).
11. *Беллев А. А., Семенов Г. Ф.* Генетические особенности верхнедевонских и каменноугольных формаций сланцевой зоны Пай-Хоя // Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1987. С. 25—30. (Тр. X геол. конф. Коми АССР).
12. *Беллев А. А., Семенов Г. Ф., Суханов Н. В.* Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород сланцевой зоны Пай-Хоя // Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983. С. 53—54. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 44).
13. *Беллев А. А., Семенов Г. Ф., Юдович Я. Э.* Баритопоявление в нижнека-

- менноугольных отложениях на Полярном Урале // Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1987. С. 132—133. (Тр. X геол. конф. Коми АССР).
14. *Беляев А. А., Юдович Я. Э.* Конкреционные комплексы палеозойских отложений Лемвинской структурно-фациальной зоны на Урале и Пай-Хое // Конкреции и конкреционный анализ. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1983. С. 30—31. (Тез. докл.).
15. *Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я.* Некоторые особенности тектоники Севера Урала и Пай-Хоя // Геотектоника. 1984. № 2. С. 51—57.
16. *Блажчишин А. И.* Микроконкреции и зональность аутигенного минералообразования в современных осадках Балтийского моря // Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1982. С. 248—251.
17. *Блисковский В. З.* Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 200 с.
18. *Блисковский В. З.* Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 16—36.
19. *Блисковский В. З., Юдович Я. Э.* О составе фосфоритовых конкреций из карбона хребта Пай-Хой // Промышленность горнохимического сырья. Научно-технический реферативный сборник. Вып. 1. М.: НИИТЭХИМ, 1979. С. 1—4.
20. *Бондарев В. И.* Пайхойско-Новоземельская складчатая система // Тектоника Европы. М., 1964. С. 255—259.
21. *Бондарев В. И.* Схема подразделения ордовикских отложений юга Новой Земли, о-ва Вайгач и Пай-Хоя // Уч. зап. НИИГА. 1964. Вып. 5. С. 5—15.
22. *Бондарев В. И.* Особенности строения и развития новоземельских и сопряженных с ними прогибов в палеозое // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Советской Арктики. Л., 1989. С. 6—13.
23. *Боуэн Р.* Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969. 207 с.
24. *Вески Р. Э., Юдович Я. Э., Сидорова С. М.* и др. Исследование черных сланцев Пай-Хоя // Горючие сланцы. 1990. № 7/2. С. 97—104.
25. *Виттенбург П. В.* Кольско-Канинская и Новоземельская экспедиции 1921 г. // Бюл. Рос. гидрол. ин-та. Л., 1921. № 14. С. 7—8.
26. *Виттенбург П. В.* Рудные месторождения островов Вайгач и Амдерма. Л.; М.: 1940. (Тр. ГГУ; Вып. 4).
27. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. Сб. 6. С. 27—44.
28. *Вояковский С. К.* Вулканические породы в марганценовой формации раннепермского возраста Новой Земли // Геологическое картирование магматических комплексов Урала. Свердловск, 1986. С. 145—147.
29. *Вояковский С. К., Ильин В. Ф., Павлов Л. Г.* и др. Новая Земля — новая марганценовая провинция // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 174—176.
30. *Галимов Э. М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1967. 226 с.
31. *Дегенс Э. Т.* Геохимия осадочных образований. Пер. с англ. М.: Мир, 1967. 299 с.
32. *Еганов Э. А.* Структура комплексов фосфоритоносных отложений. Новосибирск: Наука, 1983. 135 с.
33. *Еганов Э. А., Советов Ю. К.* Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.

34. *Елисеев А. И.* Формации зон ограничения Северо-Востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 192 с.

35. *Елисеев А. И.* Сравнительный формационный анализ ограничений платформ в палеозое. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1982. 56 с. (Сер. препринтов «Научные доклады»; Вып. 78).

36. *Еномян В. С.* Палеозойские отложения и история геологического развития территории западного Пай-Хоя и острова Вайгач. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1971. 20 с.

37. *Еномян В. С.* Каменноугольные отложения территории Печорского угольного бассейна // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР*. Вып. 1. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 34—41.

38. *Иевлев А. А.* Эволюция гипергенного минералообразования при выветривании фосфатонесных пород в арктических условиях // *Минералогия и рост кристаллов*. Сыктывкар, 1987. С. 14—27. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 59).

39. *Иевлев А. А.* Минералогия и закономерности формирования зоны выветривания фосфоритонесных сланцев Пай-Хоя // *Сов. геология*. 1988. № 10. С. 81—83.

40. *Иевлев А. А., Беляев А. А.* Гипергенез черных сланцев Пай-Хоя (электронно-микроскопическое исследование) // *Литол. и полез. ископ.* 1989. № 2. С. 133—139.

41. *Иевлев А. А., Беляев А. А.* Электронно-микроскопическое и микродифракционное изучение органического вещества черных сланцев Пай-Хоя // *Горючие сланцы*. 1990. № 7/1. С. 42—46.

42. *Иевлев А. А., Беляев А. А., Петраков А. П.* Антракослит из визейских известняков сланцевой зоны Пай-Хоя // *Минералоиды*. Сыктывкар, 1989. С. 29. (Тез. докл. Всес. минер. сем. «Конденсированное некристаллическое состояние вещества земной коры»).

43. *Иевлев А. А., Беляев А. А., Хорошилова Л. А., Петраков А. П.* Флюорит — компонент фосфоритовых конкреций Пай-Хоя // *Минер. журн.* 1991. Т. 13, № 2. С. 431—439.

44. *Иевлев А. А., Бер М. Г., Беляев А. А.* Структура РОВ черных сланцев Пай-Хоя по данным микродифракции электронов // *Геохимия, минералогия и литология черных сланцев*. Сыктывкар, 1987. С. 100.

45. *Иевлев А. А., Рябинкин С. В., Бер М. Г., Беляев А. А.* О возможности применения метода микродифракции электронов для изучения свойств природных твердых углеродистых материалов // *Технологические свойства и синтез минералов*. Сыктывкар, 1988. С. 48—51. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 63).

46. *Иевлев А. А., Ширяева Л. Л.* Дестинезит Пай-Хоя // *Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР*. Сыктывкар, 1987. С. 88—92. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО АН СССР; Вып. 58).

47. *Кетрис М. П.* Геохимия марганца в палеозойских отложениях Печорского Урала // *Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР*. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976. С. 113—118.

48. *Кетрис М. П., Юшкова Г. Е.* Геохимия пиритов из черносланцевых формаций Пай-Хоя и Севера Урала // *Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя*. Сыктывкар, 1986. С. 56—63. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 56).

49. *Козырева И. В.* Редкоземельные элементы в каменноугольных черносланцевых отложениях Пай-Хоя // *Бассейны черносланцевой седиментации и связан-*

ные с ними полезные ископаемые. Т. 2. Новосибирск, 1991. С. 83—84. (Тез. докл. Междунар. симпоз.).

50. *Козырева И. В.* Геологические особенности докембрийских черных сланцев Севера Урала // Проблемы геологии Тимано-Североуральского сегмента литосферы. С. 12—14. (Тез. докл.). Сыктывкар: Ин-т геол. Коми НЦ УрО РАН, 1993.

51. *Крылова А. К.* Стратиграфия палеозойских отложений р. Кары (Пай-Хой) // Палеонтологический сборник 3. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 59—75. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 196).

52. *Крылова А. К.* К стратиграфии среднего и верхнего палеозоя Юго-Западного Пай-Хоя // Зап. ВМО. 1940. Ч. LXIX. № 2—3. С. 418—427.

53. *Крылова А. К.* Перспективы нефтегазоносности Урало-Новоземельской области. Л.; М.: Главсевморпуть, 1940. С. 9—44. (Тр. Арктич. ин-та ГУСМП; Т. 146).

54. *Леин А. Ю.* Литологические типы донных отложений юго-восточной части Тихого океана и Южно-Китайского моря. (По маршруту 26-го рейса НИС «Академик Королев») // Геохимическая деятельность микроорганизмов в осадках Тихого океана. Пушино, 1981. С. 7—51.

55. *Лобанов М. Ф.* Металлогения Полярноуральско-Новоземельской складчатой области // Сов. геология. 1962. № 3. С. 46—54.

56. *Македонов А. В.* Конкрекции глинистых пород // Фациальные типы глинистых пород. Л.: Недра, 1973. С. 96—132.

57. *Мележик В. А., Предовский А. А.* Геохимия раннепротерозойского литогенеза. На примере Северо-Востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 208 с.

58. *Мерц О. С.* Геохимические особенности нижнесилурийской черносланцевой толщи Северо-Западного Пай-Хоя, р. Мал. Ою // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. (Тез. докл.). Сыктывкар: Ин-т геол. Коми НЦ УрО РАН, 1992. С. 26—27.

59. *Мерц О. С.* Литология и петрохимия силурийской черносланцевой толщи Пай-Хоя // Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск, 1991. Т. 2. С. 97—98. (Тез. докл. Междунар. симпоз.).

60. *Мерц О. С.* Литологические особенности нижнесилурийской черносланцевой толщи Северо-Западного Пай-Хоя // Литология и геохимия осадочных формаций Северо-Востока европейской части России. Сыктывкар, 1992. С. 34—48. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 79).

61. *Мерц О. С.* Титан в силурийской черносланцевой толще Пай-Хоя // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 1994. С. 48—61. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 84).

62. *Минералоиды.* Тезисы докладов Всесоюзного минералогического семинара «Конденсированное некристаллическое состояние вещества земной коры». Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР. 1989. 139 с.

63. *Михайлов Б. М., Рогов В. С.* Геологические предпосылки прогнозирования марганцевых месторождений на Урале // Сов. геология. 1985. № 8. С. 24—31.

64. *Неелов А. Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

65. *Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности / А. И. Елисеев, Я. Э. Юдович, А. А. Беляев, Г. Ф. Семенов.* Сыктывкар, 1984. 50 с. (Сер. препринтов «Научные рекомендации народному хозяйству»; Вып. 48).

66. *Осадочные формации Лемвинской зоны Урала и перспективы их рудонос-*

ности / А. И. Елисеев, Я. Э. Юдович, А. А. Беляев, М. П. Кетрис, Г. Ф. Семенов. Сыктывкар, 1986. 28 с. (Сер. препринтов «Научные доклады»; Вып. 151).

67. *Островский Л. Я., Нефедов В. А., Пономарев В. А., Костюк М. А.* Конкреционные фосфориты яйской свиты на Полярном Урале // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 114—118. (Сб. науч. тр.).

68. *Павлов Л. Г.* К методике химического определения свободной  $\text{SiO}_2$  (кварца) // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986. С. 74—76. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 56).

69. *Перельман А. И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

70. *Петровский А. Д., Иванов Л. А.* О новых находках гониатитов на Пай-Хое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 122—123.

71. *Повышева Л. Г., Устрицкий В. И.* Фациальная зональность в верхнепермских осадках на Новой Земле // Литол. и полез. ископ. 1988. № 4. С. 105—111.

72. *Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 242 с. (Тр. НИИГА; Т. 166).

73. *Покровное* строение Пай-Хоя / Л. Н. Беляков, Б. Я. Дембовский, Н. В. Кишка и др. // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 1. С. 151—154.

74. *Предовский А. А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

75. *Пучков В. Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

76. *Рогов В. С., Галицкая Э. И.* Проявление карбонатных марганцевых руд в нижнепермских отложениях Пай-Хоя // Сов. геология. 1983. № 6. С. 101—103.

77. *Рогов В. С., Галицкая Э. И.* Нижнепермские руды марганца северо-восточного склона Пай-Хоя // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 177—182.

78. *Рогов В. С., Галицкая Э. И., Давыдов В. И., Попов А. В.* Новые данные по стратиграфии марганцевых отложений перми и карбона Пай-Хоя // Сов. геология. 1988. № 7. С. 51—61.

79. *Рогов В. С., Галицкая Э. И., Жуков Е. С.* Возможность обнаружения на Пай-Хое месторождений марганцевых и полиметаллических руд атасуйского типа // Разведка и охрана недр. 1988. № 11. С. 7—14.

80. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А.* Источники вещества и проблемы эволюции осадочной оболочки и земной коры // 27-й Междунар. геол. конгр. (Москва: 4—14 авг. 1984). Докл. Т. 11. Секц. С11: Геохимия и космохимия. С. 139—148.

81. *Семенов Г. Ф.* Биогенные известняки в каменноугольных отложениях лемвинского типа на р. Силове (Пай-Хой) // Литология и геохимия палеозойских формаций Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979. С. 40—42. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 28).

82. *Семенов Г. Ф., Беляев А. А.* Литология нижнекаменноугольных баритоносных отложений на р. Каре (Пай-Хой) // Рудогенез и геохимия осадочных формаций Пай-Хоя и Тимана. М.: ВИНТИ, 1982. № 4714 Дел. С. 34—57.

83. *Силаев В. И.* Минералогия и литогенез ордовикских отложений Центрального Пай-Хоя. Л.: Наука, 1978. 88 с.

84. *Силаев В. И., Назарова Г. С., Янулова Л. А.* Состав, строение и продуктивность фосфатоносных кор выветривания Полярного Урала // Геология и минераль-

но-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 1. Сыктывкар, 1994. С. 178—181.

85. *Сметанин В. Э.* Стрессово-метаморфогенные структуры и текстуры в кремнистых и карбонатных породах Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986. С. 49—55. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 56).

86. *Скляднева В. М.* Минералогия баритовых конкреций из эйфельских сланцев Пай-Хоя // Ежегодник-1973. Ин-т геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1974. С. 136—139.

87. *Страхов Н. М.* Литология // Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. С. 396.

88. *Терешко В. В.* Антраксолит в рифей-вендских отложениях хребта Большой Едуней (Пай-Хой) // Минералоиды. Сыктывкар, 1989. С. 29—30. (Тез. докл. Всес. мин. сем. «Конденсированное некристаллическое состояние вещества земной коры»).

89. *Термальный эпигенез палеозойских отложений Пай-Хоя/А. А. Беляев, А. А. Иевлев, В. В. Юдин, Н. С. Овнатанова.* Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1989. 24 с. (Сер. препринтов «Научные доклады»; Вып. 224).

90. *Тимонин Н. И.* Основные черты тектоники и особенности истории геологического развития Южновоземельско-Вайгачского антиклинория // Тектоника и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции и ее структурное обрамление. Сыктывкар, 1978. С. 16—29. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 26).

91. *Устрицкий В. И.* К вопросу о северном продолжении Урала // ДАН СССР. 1956. Т. 110, № 3. С. 437—439.

92. *Устрицкий В. И.* О фашиальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 41—60. (Тр. НИИГА; Т. 123, вып. 16).

93. *Устрицкий В. И.* О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. 1985. № 1. С. 56—61.

94. *Устрицкий В. И.* Тектоника Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Вып. 17. Л., 1961. С. 75—101.

95. *Хардер Г.* Геохимия бора. Пер. с нем. М.: Недра, 1965. 136 с.

96. *Цыганко В. С.* Стратиграфия девонских отложений среднего течения р. Силоры (Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя Северо-Востока европейской части СССР. — Сыктывкар, 1981. С. 16—25. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 37).

97. *Чермных В. А., Буканова В. А.* О раннекаменноугольном вулканизме на Пай-Хое // Литология палеозоя и нижнего мезозоя Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми книж. изд-во, 1970. С. 97—98. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 10).

98. *Чухров Ф. В.* К минералогии и геохимии бария в осадочных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 3. С. 531—563.

99. *Шадрин Л. Ф., Зудина С. П., Островский Л. Я., Костюк М. А.* Проявления фосфоритов на севере Полярного Урала // Разведка и охрана недр. 1987. № 10. С. 20—22.

100. *Шатский Н. С.* О взаимоотношении Пай-Хоя и Урала // Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 688—694.

101. Юдин В. В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.
102. Юдина А. Б. Литологические особенности баритоносных отложений палеозойской свиты на Пай-Хое // Рудогенез и геохимия осадочных формаций Пай-Хоя и Тимана. ВИНТИ, 1982. № 4714-82 Деп. С. 14—23.
103. Юдина А. Б. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986. С. 11—19. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 56).
104. Юдович Я. Э. Введение в геохимическую диагностику фаций. М.: ВИНТИ, 1976. № 296-76 Деп. 112 с.
105. Юдович Я. Э. Геохимия ископаемых углей. (Неорганические компоненты). Л.: Наука, 1978. 262 с.
106. Юдович Я. Э. Пайхойский геохимический феномен (горизонт визейских известняков, обогащенных Sr и Ba) // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1977. Сыктывкар, 1978. С. 21—26. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 27).
107. Юдович Я. Э. Опыт новой вещественно-генетической классификации конкреций и конкрециодных пород // Литол. и полез. ископ. 1980. № 4. С. 110—123.
108. Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
109. Юдович Я. Э. Геохимические горизонты в палеозое Севера Урала и Пай-Хоя // 27-й Междунар. геол. конгр. (Москва, 4—14 авг. 1984). Т. 9, ч. 2. 196 с. (Тез. докл.).
110. Юдович Я. Э. Опыт расчета аутигенного нормативного хлорита по миналам // Теория и методы минералогии. Тез. докл. Всес. совещ. Т. 1. Сыктывкар, 1985. С. 75—77.
111. Юдович Я. Э. Фосфатсодержащие силикатно-кремнистые конкреции в терригенных толщах // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 118—123.
112. Юдович Я. Э. Геохимия осадочных палеозойских формаций сланцевой зоны Пай-Хоя // Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 18—24. (Тр. X геол. конф. Коми АССР).
113. Юдович Я. Э. Геохимические особенности аутигенной минерализации в черных сланцах. Обзор. Сыктывкар: Геонаука, 1990. 54 с.
114. Юдович Я. Э. Конкреции или будины? // Народ. хоз-во Республики Коми. 1992. № 3. С. 529—543.
115. Юдович Я. Э., Антошкина А. И., Филиппов В. Н., Суханов Н. В. Минералогия и генезис карбонатных мегаконкреций в силурийских черных сланцах Полярного Урала // Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 93—103. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО АН СССР; Вып. 58).
116. Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия, минералогия и рудогенез марганца в черносланцевых формациях Пай-Хоя // Рудообразование на Тимане и Севере Урала. Сыктывкар, 1981. С. 54—72. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 34).
117. Юдович Я. Э., Красавина Т. Н., Беляев А. А. Органическое вещество черных сланцев Пай-Хоя и Севера Урала // Горючие сланцы. 1986. № 3/2. С. 143—155.

118. Юдович Я. Э., Беллев А. А., Рогов В. С. Верхнепалеозойский уровень марганценосности Уральской складчатой системы // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 4. С. 952—956.

119. Юдович Я. Э., Иванова Т. И. Бор в черных сланцах Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986. С. 64—73. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 56).

120. Юдович Я. Э., Иванова Т. И., Черных В. А. К геохимии фтора в карбонатных породах (на примере толщи карбона западного склона Северного Урала) // Литол. и полез. ископ. 1975. № 4. С. 91—99.

121. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Селен в черных сланцах Пай-Хоя // Геохимия. 1984. № 11. С. 1767—1774.

122. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Марганцевые карбонатные руды на Пай-Хое // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 4. С. 988—991.

123. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар, 1986. 36 с. (Сер. препринтов «Научные доклады»; Вып. 148).

124. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

125. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия и рудогенез токсичных элементов-примесей в черных сланцах (кадмий, ртуть, мышьяк, сурьма, селен). Сыктывкар: Геонаука, 1990. 80 с.

126. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия бора и галогенов в черных сланцах. Сыктывкар: Геонаука, 1991. 43 с.

127. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Черные сланцы и нефтегенез. Обзор // Горючие сланцы. 1993. № 10/2—3. С. 221—236.

128. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 304 с.

129. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Беллев А. А., Мерц А. В. Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Геохимия. 1984. № 6. С. 868—882.

130. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Козырева И. В. Геохимия элементов-гидролизатов в черных сланцах. Сыктывкар: ТОО «АСТ», 1992. 137 с.

131. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В. Геохимия и рудогенез меди, цинка и свинца в черных сланцах. Сыктывкар: Геонаука, 1990. 93 с.

132. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В., Терешко В. В. Геохимия метаморфизованной коры выветривания в подошве уралид на Приполярном Урале. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1992. 32 с. (Сер. препринтов «Научные доклады»; Вып. 288).

133. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Шулепова А. Н., Лавренко Н. С. Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала // Геохимия. 1986. № 10. С. 1464—1476.

134. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Фридендер Н. Г., Алданазаров Р. А. Геохимия ртути в черносланцевых формациях Пай-Хоя и Севера Урала // Геохимия. 1986. № 6. С. 810—818.

135. Юдович Я. Э., Козырева И. В., Кетрис М. П. Геохимия редких щелочей, таллия, стронция и редких тиофилов в черных сланцах. Сыктывкар: ТОО «АСТ». 1993. 74 с.

136. Юдович Я. Э., Майдль Т. В., Андреев Г. И. и др. Геохимия опорных разрезов перми и нижнего карбона на р. Кожим (Приполярный Урал) // Литология и

- геохимия палеозойских формаций Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979. С. 3—36. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 28).
137. *Юдович Я. Э., Майдль Т. И., Иванова Т. И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Л.: Наука, 1980. 152 с.
138. *Юдович Я. Э., Макарихин В. В., Медведев П. В., Суханов Н. В.* Изотопные аномалии углерода в карбонатах карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972—978.
139. *Юдович Я. Э., Пучков В. Н.* Геохимические индикаторы глубоководных отложений // Литология и геохимия осадочного чехла Северо-Востока европейской части СССР. (Ежегодник-1974. Ин-т геол. Коми фил. АН СССР). ВИНТИ, 1976. № 824-76 Деп. С. 39—47.
140. *Юдович Я. Э., Пучков В. Н.* Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород // Геохимия. 1980. № 3. С. 430—449.
141. *Юдович Я. Э., Суханов Н. В.* Изотопно-аномальные карбонаты в черносланцевых толщах Пай-Хоя // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 2. С. 445—449.
142. *Юдович Я. Э., Шулепова А. Н.* Рудоносные импактиты на р. Каре // Народ. хоз-во Республики Коми. 1992. № 2. С. 357—363.
143. *Юдович Я. Э., Юдина А. Б., Тимонин Н. И., Павлов Л. П.* Новые данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя // Литология и геохимия палеозойских формаций Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979. С. 43—56. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 28).
144. *Юшкин Н. П.* О ртуты в гидротермальных месторождениях Пай-Хоя и поисковом значении ртутных ореолов // Магматизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976. С. 97—101. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 22).
145. *Юшкин Н. П.* Барит и целестин Пайхойско-Южноновоземельской провинции (месторождения, минералогия, перспективы). Сыктывкар, 1978. 48 с. (Сер. препринтов «Научные рекомендации — народному хозяйству»; Вып. 13).
146. *Юшкин Н. П.* Геолого-экономическая основа рационального освоения ресурсов Европейского Северо-Востока // Проблемы экономики минерального сырья Тимано-Печорского территориального производственного комплекса. Сыктывкар, 1989. 48 с. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 70).
147. *Юшкин Н. П.* Опыт среднemasштабной топоминералогии: Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция. Л.: Наука, 1980. 376 с.
148. *Юшкин Н. П.* Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.
149. *Юшкин Н. П., Брызгалов И. А., Янулов К. П.* Минералогия и физические свойства сульванита // Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974. С. 76—93.
150. *Юшкин Н. П., Давыдов В. П., Остащенко Б. А.* Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности // Вопросы петрографии Северного Урала и Тимана. Сыктывкар, 1972. С. 3—34. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР).
151. *Юшкин Н. П., Макеев А. Б.* Мышьяковые минералы Пайхойско-Южноновоземельской провинции // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1977. Сыктывкар, 1978. С. 79—84. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 27).
152. *Юшкин Н. П., Маслов М. А., Микляев А. С.* Минералогия и генезис пайхойского вавеллита // Зап. Всес. минер. об-ва, 1978. Т. 107, № 4. С. 398—406.

153. Юшкин Н. П., Маслов М. А., Микляев А. С. Роениг: Пайхойская находка // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар, 1977. С. 105—112.

154. Юшкин Н. П., Назарова Г. С. Конституция и фазовые трансформации природных коллоидов алюмо-железо-сульфатно-фосфатного состава. Сыктывкар, 1982. 40 с. (Сер. препринтов «Научные доклады»; Вып. 83).

155. Юшкин Н. П., Ромашкин Ю. М., Маркова Г. А. Уральско-Новоземельская флюоритоносная провинция. Л.: Наука, 1982. 220 с.

156. Юшкин Н. П., Тимонин Н. И., Фишман М. В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южноновоземельского антиклинория. Сыктывкар, 1975. 48 с. (Сер. препринтов «Научные доклады»; Вып. 83).

157. Cressman E. R. Nondetrital siliceous sediments // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1962. 440-T. 23 p. (Data of Geochemistry. 6 ed. Chapter T).

158. Eagar R. M. C. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of the British coal measures // Nature. 1962. Vol. 196, № 4853. P. 428—431.

159. Goldberg E. D., Somayajulu B. L. K., Galloway J. e. a. Differences between barites of marine and continental origins // Geochim. Cosmochim. Acta. 1969. Vol. 33, № 2. P. 287—289.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
<b>Глава 1. Геохимическое описание осадочных формаций сланцевой зоны Пай-Хоя .....</b>	<b>7</b>
1.1. Литохимические исследования .....	7
1.2. Алевритно-сланцевая (палиноровая) ордовикская формация .....	20
1.3. Нижняя черносланцевая (толеровая) силурийско-нижнедевонская формация .....	38
1.4. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация .....	47
1.5. Средняя черносланцевая (фтанитовая) франско-турнейская формация .....	62
1.6. Верхняя черносланцевая (толеровая) верхнедевонско-нижнепермская формация .....	91
1.7. Флишоидная нижнепермская формация .....	128
<b>Глава 2. Некоторые проблемы геохимии черных сланцев .....</b>	<b>137</b>
2.1. Геохимия органического вещества .....	137
2.2. О вещественном составе конкреций сланцевой зоны .....	147
2.2.1. Распространение конкреций .....	148
2.2.2. Типизация конкреций .....	154
2.3. Изотопный состав карбонатного вещества .....	187
2.4. Особенности геохимии и минералогии эпигенеза черных сланцев .....	197
2.4.1. Измененные черные сланцы .....	197
2.4.2. Явления привноса и выноса компонентов черных сланцев .....	199
2.4.3. Некоторые геохимические выводы .....	216
2.4.4. Минералогия квасцового процесса .....	218
<b>Глава 3. Геохимия отдельных элементов-примесей .....</b>	<b>221</b>
3.1. Типичные катионогенные литофилы .....	221
3.2. Катионо- и анионогенные элементы с постоянной валентностью .....	239
3.2.1. Редкоземельные элементы .....	239
3.3. Катионо- и анионогенные элементы с переменной валентностью .....	242
3.4. Типичные анионогенные литофилы .....	254
3.5. Металлы-тиофилы .....	263
3.6. Неметаллы-тиофилы .....	280
3.7. Сидерофилы группы железа и ванадий .....	294
<b>Глава 4. Рудоносность сланцевой зоны Пай-Хоя .....</b>	<b>308</b>
4.1. Сингенетическое оруденение .....	308
4.1.1. Фосфориты .....	308
4.1.2. Марганцевые руды .....	313
4.1.3. Бариты .....	321
4.1.4. Серный колчедан .....	330
4.2. Эпигенетическое оруденение .....	331
4.2.1. Окисные марганцевые руды .....	332
4.2.2. Жильная гидротермальная минерализация .....	336
4.2.3. Бирюза .....	341
<b>Заключение .....</b>	<b>344</b>
<b>Литература .....</b>	<b>354</b>

*Научное издание*

**Яков Эльевич Юдович,  
Александр Анатольевич Беляев,  
Марина Петровна Кетрис**

**ГЕОХИМИЯ И РУДОГЕНЕЗ  
ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ ПАЙ-ХОЯ**

*Утверждено к печати  
Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН*

**Редактор издательства Т. П. Жукова  
Художник Л. А. Яценко  
Технический редактор О. В. Иванова  
Корректоры Ф. Я. Петрова и А. Х. Салтанаева**

Лицензия № 020297 от 23 июня 1997 г. Сдано в набор 14.04.97. Подписано к печати 18.12.97. Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная. Гарнитура таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 23. Уч.-изд. л. 28.3. Тираж 200 экз. Тип. зак. № 3122. С 258

**Санкт-Петербургская издательская фирма РАН  
199034, Санкт-Петербург, Менделеевская лин., 1**

**Санкт-Петербургская типография № 1 РАН  
199034, Санкт-Петербург, 9 лин., 12**