



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1989

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

1
ЯНВАРЬ—ФЕВРАЛЬ
1989

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Гелтнер А.Р., Соколова Г.В.</i> О миграции петрогенных элементов при формировании цеолитов в базальтах Исландии	3
<i>Дриц В.А., Хворова И.В., Соколова А.Л., Воронин Б.И.</i> Глинистые минералы в гидротермальных постройках впадины Гуаймас (Калифорнийский залив)	15
<i>Лаврушин Ю.А., Праслов Н.Д., Спиридонова Е.А., Черняховский А.Г., Соколова А.Л., Ципурский С.И.</i> Эволюция процессов осадконакопления на склонах в связи с изменением климата	23
<i>Наговицына О.И., Белокопъ Т.В.</i> Соотношение органической и неорганической составляющих в некоторых типах черных сланцев	43
<i>Столяров А.С., Ивлева Е.И.</i> О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях	52
<i>Корнеевский С.М.</i> Зоны замещения и разубоживания залежей калийных и калийно-магнєвєх солей	66
<i>Шмарієвич Е.М., Полупанова Л.И., Натальченко Б.И., Бровин К.Г.</i> Поведение скандия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе	83
<i>Фирсова С.О., Ципурский С.И.</i> Гюмбелит. Новые находки в шунгитсодержащих породах Карелии, проблемы диагностики и генезиса	93
<i>Гричук Д.В., Краснов С.Г.</i> Об источниках рудообразующих элементов в современных гидротермах дна океана	105
<i>Бутузова Г.Ю.</i> Еще раз к вопросу об источнике металлов в гидротермальном океанском рудогенезе	114

Краткие сообщения

<i>Колесников В.Л., Клименко С.И., Колесникова М.А.</i> Сепиолит из среднекембрийских отложений Западной Якутии	120
<i>Захаров Е.В., Кулибакина И.Б., Файнгерш Л.А.</i> О гелиеносности кембрийских отложений Балтийской синеклизы	125
<i>Дилаторская Е.С.</i> Элементы-примеси в девонских латеритных бокситах коры выветривания углїсто-слюдїстых сланцев паунской свїты на Среднем Тимане	129

Методика

<i>Дитмар Г.В., Макарьев Л.Б., Москалева Г.П., Розимова Е.Л., Фурмакова Л.Н.</i> Об использовании термического анализа при изучении доломитов различного генезиса (Березовский прогиб, Сибирская платформа)	132
---	-----

Хроника

<i>Елисєєв А.И.</i> О совещании "Геохимия, минералогия и литология черных сланцев"	138
<i>Ильин А.В.</i> XI Международная конференция по фосфоритам	140
Памяти Александра Васильевича Хабакова	142

CONTENTS

<i>Geptner A.R., Sokolova G.V.</i> On petrogenic elements migration during the formation of zeolites in basalts of Iceland	3
<i>Drits V.A., Khvorova I.V., Sokolova A.L., Voronin B.I.</i> Calcareous minerals in deep-water hydrothermal constructions of the Guayamas basin (California Bay)	15
<i>Lavrushin Yu.A., Praslov N.D., Spiridonova Ye.A., Chernyakhovsky A.G., Sokolova A.L., Tsyursky S.I.</i> The evolution of sedimentary processes in connection with climatic changes	23
<i>Nagovitsyna O.I., Belokon' T.V.</i> Organic and inorganic components ratio in some types of black shales	43
<i>Stolyarov A.S., Ivleva Ye.I.</i> An uncommon variety of fossil metalliferous deposits of fish-bone detritus in the Maykop sediments	52
<i>Korenevsky S.M.</i> Zones of substitution and impoverishment of the potash and potash-magnesium salt deposits	66
<i>Shmariovich Ye.M., Polupanova L.I., Natal'chenko B.I., Brovin K.G.</i> Scandium behavior in the bed infiltration ore-forming process	83
<i>Firsova S.O., Tsyursky S.I.</i> Gümbelite. New occurrences in schungite-bearing rocks in Karelia, their diagnosis and genesis	93
<i>Grichuk D.V., Krasnov S.G.</i> Sources of ore-bearing elements in present-day hydrotherms of the ocean floor	105
<i>Butuzova G.Yu.</i> Once more about the source of metals in hydrothermal oceanic ore genesis	114

In Brief

<i>Kolesnikov V.L., Klimenko S.I., Kolesnikova M.A.</i> Sepiolite from the Middle Cambrian deposits of West Yakutia	120
<i>Zakharov Ye.V., Kulibakina I.B., Faingersh L.A.</i> On helium content in Cambrian deposits of the Baltic syncline	125
<i>Dilaktorskaya Ye.S.</i> Elements-admixtures in Devonian lateritic bauxites of weathering crust of the Paun formation coal-mica schists (Middle Timan)	129

Methods

<i>Ditmar G.V., Makaryev L.B., Moskaleva G.P., Rozinova Ye.L., Furnakova L.N.</i> The application of the thermal analysis in studying dolomites with different genesis (Beryozov trough, Siberian platform)	132
---	-----

News

<i>Yeliseev A.I.</i> The conference "Geochemistry, mineralogy and lithology of black shales"	138
<i>Ilyin A.V.</i> The XI International Conference on Phosphorites	140
In memory of Alexandr Vasilyevich Khabakov	142

УДК 550.4:552.323.5 (417)

О МИГРАЦИИ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЦЕОЛИТОВ В БАЗАЛЬТАХ ИСЛАНДИИ

Гегтнер А.Р., Соколова Г.В.

Рассмотрены особенности распространения и химического состава цеолитов в миоценовых и плиоценовых платобазальтах. Показана возможность выделения минеральных комплексов двух типов: 1) образовавшихся в результате воздействия на породы слабо подвижных вод, нагретых в региональном тепловом потоке, и 2) возникших из активно циркулирующих по зонам трещиноватости сильно нагретых вод, транспортирующих ряд петрогенных элементов на большое расстояние.

Цеолиты в базальтах Исландии развиты очень широко. Это один из главных и характерных компонентов зоны регионального гидротермального метаморфизма, охватывающей мощные толщи пород разного возраста и характеризующей верхнюю часть измененных пород, относящуюся к цеолитовой или смектит-цеолитовой фации [10]. Исландия сложена в основном вулканическими толщами, включающими небольшое количество вулканотерригенных отложений разного генезиса (морские, дельтовые, озерные, аллювиальные). Среди вулканических преобладают базальты, а кислые и средние породы играют подчиненную роль. По оценкам разных исследователей для плейстоценовых отложений доля собственно кислых пород составляет от 4 до 8% [12, 13], но есть основание полагать, что для миоцен-плиоценовой части разреза она окажется еще меньшей. Кислые породы встречаются по всей территории острова, но большая часть их приурочена к крупным постройкам центральных вулканов.

В базальтовых толщах острова наиболее широко распространены кальциевые и кальций-натриевые цеолиты (шабазит, томсонит, мезолит, сколецит, стильбит, гейландит, ломонтит). Часто встречаются натриевые типы цеолитов (анальцит, натролит), реже содержащие калий (филлипсит). Установлено, что в разрезе базальтовых толщ цеолиты располагаются закономерно. Для Восточной Исландии по составу преобладающих цеолитов была выявлена следующая смена минеральных ассоциаций (сверху вниз): шабазитовая, анальцитовая и мезолит-сколецитовая [14]. В разрезе это пологозалегающие зоны, секущие моноклинал платобазальтов.

Смена в разрезе одной ассоциации цеолитов другой объясняется проявлением геотермического градиента в результате различной глубины погружения толщи лав. Позднее было установлено, что ниже мезолит-сколецитовой ассоциации может быть выделена самостоятельная ассоциация стильбита, сменяющаяся вниз мощной ломонтитовой зоной. Установлены приблизительные температурные интервалы формирования различных типов цеолитов [5] (табл. 1). Согласно данным Д. Уокера [4], на состав образующихся цеолитов большое влияние оказывают вмещающие породы. Образование высококремнистых цеолитов связывается им преимущественно с преобразованием базальтов, а высокоалюминистых — с изменением оливиновых базальтов, отличающихся пониженным содержанием кремнезема. Эта точка зрения, широко распространенная в литературе, не допускает возможность миграции петрогенных элементов с нагретыми подземными водами и тем самым предполагает

Таблица 1

Распределение вторичных минералов в зоне высокотемпературного изменения базальтов*

Зоны изменения, ~T, °C	Минералы-индикаторы	Характерные минеральные комплексы	Зоны цеолитизации, ~T, °C	Региональные метаморфические фации
I	50 Смектиты цеолиты	Цеолиты (шабазит, мезолит, сколецит, жисмондин, томсонит, стильбит, гейландит, эпистильбит, морденит, анальцим, левин), смектиты, селадонит, опал, кварц, калыцит, апофиллит, гиrolит	Шабазитовая —— 70 ——— Мезолит-сколецитовая —— 90 ——— Стильбитовая —— 110 ———	Цеолитовые фации
	100			
	150	Цеолиты (ломонтит, морденит, гейландит, анальцим, вайрацит), смектиты, смешанослойные смектит-хлориты, кварц, калыцит	Ломонтитовая	
II	200 Смешанослойные смектит-хлориты	Смешанослойные смектит-хлоритовые минералы, разбухающие хлориты, пренит		
III	250 Хлорит-эпидот	Хлорит, эпидот, пренит, альбит (по вулканическому стеклу, в интерстициях, по плагиоклазам), сфен, калиевые полевые шпаты		
IV	300 Хлорит-актинолит	Хлорит, альбит, актинолит		Зеленосланцевые фации

*Составлено по [4, 5, 10] с дополнениями А.Р. Гептнера.

изохимический способ наложенного гидротермального изменения базальтов. До недавнего времени было очень мало данных о химическом составе вторичных минералов из базальтов Исландии, и поэтому вопрос об источниках петрогенных компонентов цеолитов и влиянии вмещающих пород на их состав не мог быть решен однозначно. Цель настоящей статьи заключается в том, чтобы подчеркнуть большое значение перераспределения нагретыми подземными водами ряда петрогенных элементов и показать отражение этого процесса в характере распределения и особенностях состава цеолитов.

Особенности распределения вторичных минералов в зоне цеолитизации. Зональное распределение вторичных минералов в толще миоценовых платобазальтов Исландии впервые было показано Д. Уокером [4]. Наиболее отчетливо зональность выражена в распределении цеолитов. В последующие годы аналогичное распределение цеолитов в миоценовых и более молодых вулканитах было установлено и для других районов острова [7–11].

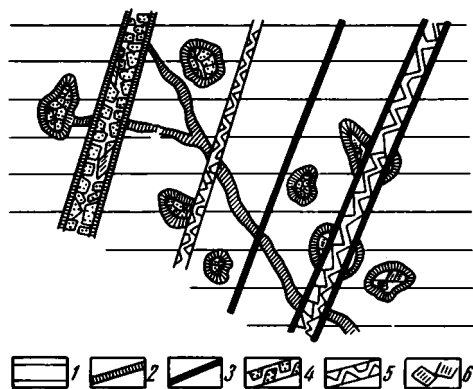
Изучение особенностей распространения вторичных минералов в лавах, разнообразных вулканокластитах и переслаивающихся с ними вулканотерригенных отложениях показало, что интенсивность преобразования пород разного состава и генезиса зависит в основном от проницаемости и длительности взаимодействия с подземными водами. В процессе гидротермального метаморфизма

лав, даек и разнообразных вулканокластитов проницаемость заметно уменьшается в результате частичного или полного заполнения порового пространства минеральными компонентами. Длительное и интенсивное взаимодействие пород с подземными водами обеспечивается лучше там, где происходит постоянное обновление системы трещин. Так, например, установлено, что в толще платобазальтов наиболее интенсивно изменены породы в зонах разломов и роев трещин. За пределами этих зон в лавах, погружавшихся более чем на 1 км, широко распространены слабо измененные породы и могут быть встречены породы, совершенно лишенные вторичных минералов.

По способу образования среди вторичных компонентов зоны цеолитизации выделяются метасоматические минералы и минералы, синтезированные из растворов или образовавшиеся при раскристаллизации гелей. В толщах с различной степенью изменения соотношение первичных компонентов породы, метасоматических и синтезированных вторичных минералов в общем виде является следующим. В породах с неизмененными первичными минералами вторичные компоненты встречаются в газовых полостях лав, в трещинках и в межзерновом пространстве туфов, разнообразных гиалокластитов и вулканотерригенных пород. Подобное соотношение указывает на то, что вторичные минералы были синтезированы из растворов, перемещавшихся в поровом пространстве породы. В породах со слабо измененными первичными минералами наблюдается частичное или полное замещение оливина, а плагиоклазов — только вдоль трещинок, образование палагонита — в краевой зоне обломков сидеромеланового стекла. В газовых полостях лав, в межзерновом пространстве вулканокластитов и вулканотерригенных пород и по трещинкам располагаются вторичные минералы, синтезированные из растворов. Сильно измененные породы отличаются тем, что в них сидеромелановое и более кислое остаточное стекло лав, а также оливины полностью замещены вторичными минералами. Плагиоклазы изменены частично или полностью, а пироксены в основном не изменены. Все поровое пространство заполнено комплексом вторичных минералов.

В цеолитовой зоне, располагающейся за пределами высокотемпературной переработки пород восходящими потоками вод зоны пропилитизации, установлено существование определенной последовательности образования вторичных минералов, выдерживающейся без изменения в толщах большой мощности и протяженности. Наиболее широко распространена ассоциация, когда первыми формировались глинистые минералы (смектиты, селадонит или хлориты), затем цеолиты и кремнистые минералы (опал, халцедон, кварц). Значительно реже встречается минеральная ассоциация с обратной последовательностью, когда более ранними оказываются кремнистые минералы или цеолиты, а глинистые минералы образовались на последних стадиях вторичного минералообразования в данном объеме породы. В ограниченных случаях удалось наблюдать выделения цеолитов, не сопровождающиеся глинистыми минералами. Смектиты и селадонит ассоциируют с низкотемпературными цеолитами, а хлориты, как правило, встречаются на более высокотемпературных уровнях в ломонтитовой зоне.

Чрезвычайно характерно для регионального гидротермального метаморфизма зоны цеолитизации широкое развитие стратиформных выделений в отмеченных выше минеральных ассоциациях. В микроскопических полостях разной формы и происхождения (газовые полости в лавах, межзерновое пространство вулканокластитов, трещинки) и в крупных пустотах пород очень часто можно наблюдать многократное чередование субпараллельных слоев смектитов, цеолитов, опала и (или) халцедона или сложных агрегатов этих минералов. В условиях хорошей обнаженности стратиформные выделения могут быть прослежены на сотни метров. В молодых, тектонически ненарушенных толщах стратиформные выделения всегда горизонтальны. Моноклинально залегающие толщи миоцено-плиоценовых платобазальтов пересекаются горизонтально расположенными



Фиг. 1. Соотношение разновозрастных минеральных ассоциаций

1 — базальты лавового потока; 2 — смектит; 3 — селадонит; 4 — цеолит; 5 — кварц; 6 — кальцит

вторичных минералов в трещинах разных генераций. Взаимоотношение минеральных ассоциаций разного состава в газовых полостях и рассекающих лавовые пласты трещинах можно рассмотреть на примере миоценовых плато-базальтов Эйяфьордура (Север Исландии). Здесь толща моноклинально залегающих платобазальтов рассечена многочисленными трещинами, группирующимися в несколько разнонаправленных систем. Основная система трещин, рассекающая платобазальты вкрест простирания, была, видимо, наиболее долгоживущей. Она отличается наибольшим разнообразием сочетаний глинистых минералов, цеолитов, кремнистых минералов и кальцита. На фиг. 1 показан фрагмент пузырчатого лавового пласта, рассеченного системой минерализованных трещин северного направления. Жилы вторичных минералов секут несколько потоков. Вторичные минералы газовых полостей включают (в порядке образования): селадонит, смектиты, цеолиты, кварц (иногда халцедон) и кальцит. Смектиты располагаются в виде каемок разной толщины на стенках полостей. Кальцит обычно заполняет пространство, оставшееся свободным между кристаллами цеолитов и кварца. В секущих жилах селадонит встречается очень редко, смектиты образуют в них тонкие каемки, а главную роль играют цеолиты и кварц (или халцедон). В некоторых трещинках, заполненных цеолитами и кварцем, глинистые минералы не обнаружены. В особенно крупных, открытых трещинах, секущих лавовые потоки, выделения цеолитов имеют форму перекрывающих друг друга валиков, указывающих на рост кристаллических агрегатов из раствора, двигавшегося вниз по трещинам. Для трещин со смещением установлено, что тектонические подвижки в этом районе происходили одновременно с образованием вторичных минералов и после него. Так, например, в зоне дробления небольшого сброса (ширина зоны 0,5–1,0 м, амплитуда смещения 10–12 м) брекчия сцементирована цеолитами, и удалось зафиксировать смещение, деформирующее кристаллы цеолитов внутри жилы. Указанные особенности минерализации базальтов показывают, что однажды закупоренные вторичными минералами трещины затем неоднократно подновлялись и заполнялись новыми порциями подземных вод. При этом состав подземных вод не оставался постоянным, соответственно влияя на состав образующихся вторичных минералов. О многократном характере изменения состава подземных вод свидетельствует уже упоминавшаяся стратиформная смена минеральных ассоциаций в базальтах. Очень важно подчеркнуть, что вторичные минералы, в том числе и цеолиты, распространены не только в платобазальтах, но и в прорывающих их дайках. Как и в пластовых базальтах, в дайках это наложен-

уровнями вторичной минерализации. Этот факт, так же как и отмеченные выше пологозалегающие цеолитовые зоны [14], однозначно свидетельствует о более позднем, наложенном характере смектит-цеолитовой минерализации. Подобное расположение вторичных минералов указывает на преобразование базальтовых толщ нагретыми подземными водами пластово-трещинной циркуляции. Подтверждением этого служит также особенно широко распространенное стратиформное выделение вторичных минералов в пределах трещинных роев.

Существуют многочисленные признаки многократного образования трещин и изменения состава

ная минерализация и, следовательно, дайки не могут рассматриваться как синхронный источник тепла для формирования нагретых подземных вод.

Соотношение состава цеолитов и вмещающих пород. Рассматривая соотношение состава цеолитов и вмещающих пород необходимо учитывать, что во многих случаях в породах одного местонахождения присутствуют два-три, а иногда и большее число видов минералов. Цеолиты разных видов, заполняющие пустоты, обычно находятся в тесном срастании. Разделить их механически не представляется возможным, и поэтому данные химического и рентгеновского анализов для очень многих образцов получены по агрегатам нескольких минеральных видов. Большая помощь при расшифровке условий образования минеральных новообразований была получена при оптических и электронно-микроскопических исследованиях, позволивших в ряде случаев установить последовательность образования цеолитов разного вида.

На севере Исландии в районе Эйяфьордур в моноклиально залегающей толще миоценовых платобазальтов сверху вниз располагаются шабазитовая, анальцимовая, мезолит-сколецитовая, стильбитовая и ломонитовая зоны цеолитизации, охватывающие разрез мощностью около 3 км [5, 10]. Верхняя часть этого разреза в районе Лойгаланда представлена в основном оливиновыми базальтами с отдельными маркирующими горизонтами плагиофировых базальтов, содержащих также оливин. Базальты рассечены мощным дайковым роем северного простирания, ширина которого у вершины фьорда достигает 10 км. В этом направлении базальты секутся многочисленными трещинами, образующими рой, ширина которого больше роя даек. По некоторым разрывным нарушениям произошли вертикальные подвижки амплитудой до нескольких десятков метров. Совмещенные рои даек и трещин тоже северного простирания рассекают толщу платобазальтов, по восточному борту фьорда и нижней части долины р. Фньоскау.

В верхней цеолитовой зоне кроме наиболее широко распространенного шабазита обычно отмечают присутствие томсонита, левина и филиппита [5, 14]. В оливинсодержащих базальтах Эйяфьордур в пределах трещинных роев на этом же уровне появляются, а в некоторых местонахождениях доминируют такие высококремнистые цеолиты, как стильбит, гейландит, морденит. Здесь же часто встречается анальцит. На гипсометрическом уровне шабазитовой зоны в составе минеральной ассоциации обнаружены в небольшом количестве сколецит и ломонит—цеолиты, характеризующие интервалы гидротермальной переработки с более высокими температурами. В шабазитовой зоне стильбит, гейландит и морденит очень часто встречаются совместно с опалом или халцедоном, а в сильнее прогретых породах — с кварцем. Характерны и наиболее распространены следующие структурно-временные взаимоотношения цеолитов (ранний—поздний): шабазит—стильбит, шабазит или томсонит—анальцит, стильбит—морденит, морденит—гейландит. В этом же районе стильбит, морденит и гейландит широко развиты ниже по разрезу в мезолит-сколецитовой зоне, а стильбит в большом количестве встречается и ниже, достигая в скважине Lj-8 совместно с ломонитом глубины более 2800 м ниже уровня океана [10]. По всему разрезу в пределах трещинного роя цеолиты мезолит-сколецитовой и ломонитовой зон ассоциируют с кварцем. Помимо поровой здесь широко развит трещинный тип цеолитизации и окремнения. Высокотемпературные цеолиты более поздние, наложены на горизонтально расположенные зоны цеолитизации. Широкое развитие в базальтах ассоциации высокотемпературных цеолитов и кремнистых минералов и их трансзональное расположение, приуроченное к секущим трещинным роям, позволяет уверенно говорить о миграции основных петрогенных компонентов с нагретыми подземными водами. Влияние вмещающих пород на состав образующихся здесь цеолитов было весьма ограниченным. Такой вывод сделан при исследовании состава цеолитов, отобранных с различных гипсометрических уровней толщи платобазальтов Эйяфьор-

Изменение состава цеолитов из трещинного роя

Гипсометрическое положение, м	Si/Al		
	шабазит	стильбит	гейландит
600	—	2,65	—
350	1,87	—	—
300	2,15	—	—
270	2,00	—	—
230	—	3,36	—
170	1,89—1,86	—	—
130	—	3,44	—
80	2,34	—	—
40	1,85—2,11	2,46	3,77
5	—	3,89	—
0	—	3,07	2,56
-76	—	—	3,54—2,81
-78	—	—	3,29
-576	—	2,66	—

дура. Привлекают внимание значительные колебания содержания кремнезема и алюминия у шабазитов, стильбитов и гейландитов. Согласно классификации цеолитов, по величине Si/Al среди шабазитов (1,85—2,34) есть промежуточные и высокоалюминистые разновидности, а среди стильбитов (2,46—3,89) и гейландитов (2,56—3,77) — промежуточные и высококремнистые [2]. Эти разновидности в разрезе платобазальтов размещены незакономерно (табл. 2). Все анализировавшиеся цеолиты отобраны из толщи оливинсодержащих базальтов далеко от местонахождения кислых пород. Изменение содержания кремнезема и алюминия у цеолитов одного вида, вероятно, могло быть связано с миграцией кремнезема в толще базальтов и со сменой концентрации этого компонента в подземных водах вне зависимости от состава вмещающих пород. Справедливость сделанного предположения подтверждается незначительным заимствованием компонентов из пород при изменении толщ на температурном уровне цеолитовой фации. Рассмотрим это на конкретном примере. В долине р. Фньоскау обнажается толща платобазальтов, включающая несколько горизонтов кислых туфов, игнимбритов и андезитов (исландитов). Базальты и кислые породы в зависимости от пористости и проницаемости содержат различное количество смектитов и цеолитов, образовавшихся в основном из растворов. Особенно обильные выделения цеолитов приурочены к пористой части потоков. Из лав, непосредственно перекрывающих мощные пачки кислых туфов и игнимбритов, исследовались два образца шабазита, которые по химическому составу, и в частности по величине Si/Al, равной 1,99—2,07, оказались близкими к тем, которые формировались в однородной толще оливинсодержащих базальтов.

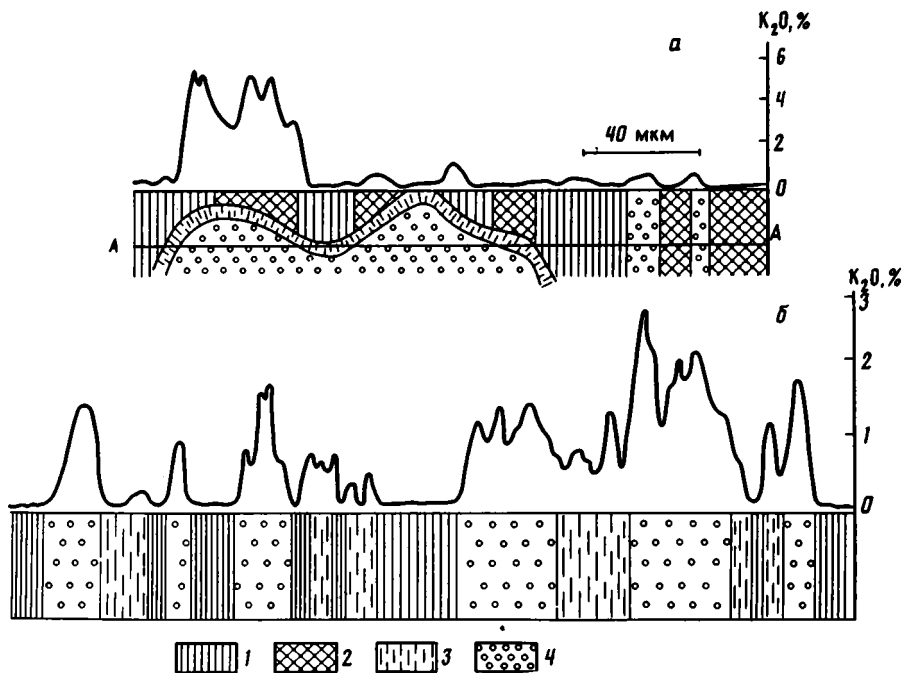
Характерной особенностью цеолитов, собранных из миоценовых базальтов в разных районах Исландии, является значительное колебание содержания в них калия. Основными концентраторами этого элемента служат филлипсит, морденит, гейландит, шабазит. Встречен ломонтит, содержащий калий. Наиболее часто калийсодержащие минералы встречаются в базальтах, рассеченных трещинными роями. Миоценовые базальты Исландии, в которых вторичные минералы оптическими методами не установлены, содержат очень мало K_2O . Максимальное значение для фонового содержания этого компонента может быть принято в 0,3—0,4% [1]. В базальтах с вторичными минералами (чаще всего это смектиты и цеолиты) количество K_2O иногда увеличивается до 0,6—1,2%.

В уже упоминавшихся двух образцах шабазитов из базальтов с р. Фньоскау обнаружено много K_2O (1,35 и 2,44) и мало Na_2O (0,45%). За исключением тех случаев, когда вторичные минералы образуются в кислых породах, где калия достаточно много, при изменении низкокальциевых базальтов повышенное по сравнению с фоновым содержание этого элемента во вторичных минералах определенно свидетельствует о его поступлении с гидротермальными растворами. Калийсодержащие цеолиты часто встречаются вместе или соседствуют в трещинных роях с кремнистыми новообразованиями. Обычно это опал-халцедон-селадонит-сметитовая ассоциация. Ниже приведено сопоставление состава этой ассоциации и вмещающих базальтов:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O
Вмещающие базальты	48,49	3,63	12,49	16,67	0,26	4,71	8,93	2,89
Кремнисто-селадонит-сметитовая ассоциация	83,79	0,29	3,80	3,21	0,02	0,94	1,48	0,37

	K_2O	P_2O_5	BaO	SrO	Cr_2O_3	NiO	П.п.п.	Сумма
Вмещающие базальты	0,38	0,42	0,01	0,01	0,03	0,03	0,64	99,59
Кремнисто-селадонит-сметитовая ассоциация	1,16	0,08	0,01	0,00	0,01	0,01	0,45	99,62

Подобный минеральный парагенез указывает на близость условий формирования и, возможно, единый источник поступления кремнезема и калия для указанных минеральных ассоциаций. Увеличение содержания калия в низкощелочных базальтах отмечено на расстоянии во многие десятки километров от крупных тепловых аномалий (крупных вулканических центров) и связанных с ними зон глубокой гидротермальной переработки пород. Наложенный характер калиевой минерализации может быть показан на примере распространения и особенностей состава вторичных минералов в миоценовых платобазальтах Ватнсфьорда (Северо-Западный полуостров Исландии). Здесь исследована моноклинално залегающая пачка наземных лав базальтов, прослеженная от уровня моря до высоты 700 м. Ниже 470 м в лавах все газовые полости и трещинки заполнены вторичными минералами. Это в основном цеолиты и в небольшом количестве смектиты. Выше этого уровня вторичные минералы в большинстве исследованных образцов не встречены. В единичных случаях в породах, слагающих стенки ледникового трога, обнаружены опал и гидроокислы железа. Результаты химического анализа базальтов, отобранных у уровня моря и выше абсолютной отметки 470 м, приведены в табл. 3. Измененные базальты отличаются высоким уровнем гидратации и окисления, меньшим количеством кремнезема и увеличенным в 2 раза содержанием K_2O . По характеру взаимоотношения с вмещающими породами цеолиты можно разделить на две группы: 1) выполняющие газовые полости и 2) запечатывающие трещины. Распределение калия в цеолитах исследовалось в образцах с ненарушенной структурой микронзондом (анализ выполнен М.А. Селезневой). Результаты исследований приведены на фиг. 2. Прежде всего следует обратить внимание на отсутствие калия в плагиоклазах исходных пород. Это полностью согласуется с имеющимися в литературе данными. В порфировых и оливинных базальтах толетовой серии и щелочно-оливино-базальтовой серии Исландии K_2O в плагиоклазах не обнаружена, а калием обогащена основная масса порфировых разностей [1]. В исследованных нами свежих образцах тонкозернистых базальтов калий сконцентрирован между кристаллами плагиоклазов и пироксенов, видимо, в кислом остаточном стекле. В гидротермально измененных породах калий обнаружен в цеолитах и больше его (5–11%) в тех кристаллах, которые заполняют газовые полости, т.е. образовавшихся из растворов. Из приведенных данных видно, что не во всех



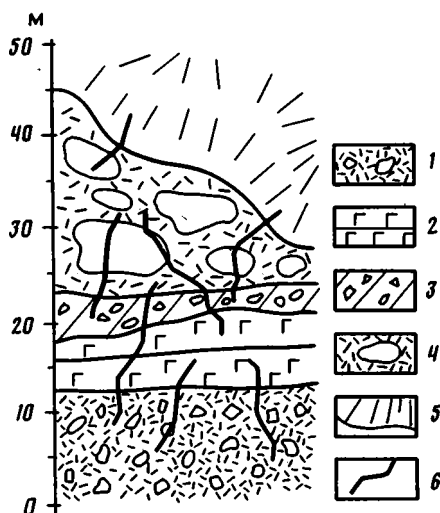
Фиг. 2. Распределение калия в цеолитах и смектитах, заполняющих газовую полость (а) и трещинки в фенокристаллах плагиоклазов (б)
1 – плагиоклаз; 2 – пироксен; 3 – смектит; 4 – цеолит; АА – положение профиля микрозондирования

Таблица 3

Химический состав базальтов из неизменной и гидротермально измененной частей миоценовой толщи платобазальтов (Ватисфьорд, Северо-Западный полуостров)

Компоненты	Уровень моря					Склон горы Исудедль, 470 м и выше уровня моря				
	79173	79174	79175	79176	79177	79165	79167	79169	79171	79172
SiO ₂	44,77	47,03	47,38	44,43	44,78	49,40	48,11	48,13	47,88	47,45
TiO ₂	1,63	1,40	1,53	1,53	1,22	1,68	1,88	1,74	1,63	1,57
Al ₂ O ₃	15,90	18,09	17,11	14,70	15,14	15,08	16,34	16,10	16,78	16,84
Fe ₂ O ₃	1,30	3,40	1,62	6,73			2,61	2,08	0,89	2,23
					9,68*	12,97*				
FeO	9,00	4,94	7,69	3,26			8,38	8,96	9,31	7,55
MnO	0,21	0,17	0,21	0,21	0,20	0,21	0,23	0,23	0,21	0,21
MgO	7,03	6,56	7,22	6,47	6,12	7,30	6,80	7,12	7,09	7,77
CaO	12,31	12,87	12,45	11,91	11,90	12,90	12,53	12,77	13,02	13,10
Na ₂ O	2,05	1,95	2,05	1,29	1,46	2,08	2,38	2,38	2,16	2,27
K ₂ O	0,57	0,26	0,44	0,26	0,44	0,35	0,26	0,31	0,26	0,22
H ₂ O ⁺	1,25	1,37	1,17	6,69	He опр.	He опр.	0,16	0,25	0,40	0,28
H ₂ O ⁻	0,78	1,41	0,70	2,41	"	"	0,12	0,04	0,28	0,20
P ₂ O ₅	0,16	0,41	0,16	0,15	0,16	0,19	0,17	0,16	0,15	0,16
Сумма	99,96	99,56	99,73	100,04	91,10	102,16	99,97	100,27	100,06	99,85

*Суммарное железо.



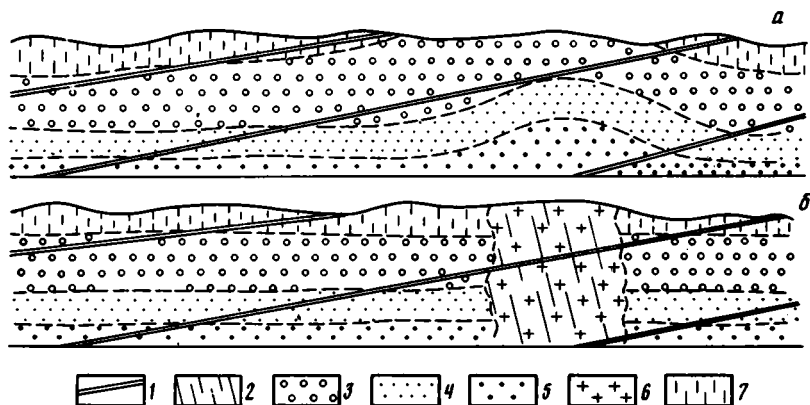
Фиг. 3.

Фиг. 3. Кальцит-стильбитовая жильная минерализация в базальтовых и дацитовых гиаокластитах

1 — базальтовые (сидеромелановые) гиаокластиты; 2 — лавовые потоки базальтов; 3 — тиллит; 4 — дацитовые гиаокластиты; 5 — дацитовые лавы; 6 — жилы цеолитов и кальцита

Фиг. 4. Цеолитовая минерализация в миоценовых платобазальтах (варианты соотношения различных зон цеолитизации: а — по Д. Уокеру [14], б — предлагаемый в настоящей статье)

1 — моноклиналино залегающие платобазальты; 2 — дайковый и трещинный совмещенные рои; 3—5 — цеолитовые зоны метаморфизма погружения (3 — шабазитовая, анальцимовая, 4 — мезолит-сколецитовая, стильбитовая, 5 — ломонтитовая); 6—7 — наложенная зона изменения (6 — цеолитовая минерализация и окремнение, 7 — базальты без цеолитов)



Фиг. 4.

оптически идентифицированных кристаллах цеолитов газовых полостей много калия и распространен он в поле развития этого минерала неравномерно. В трещинах, рассекающих фенокристы плагиоклаза, калий обнаружен в цеолитах и смектитах. По сравнению с цеолитами газовых полостей его здесь намного меньше. Характер распространения и соотношения содержания калия в исходной породе, в цеолитах газовых полостей и трещин не оставляет сомнений о поступлении этого элемента в породу в основном с подземными водами. Исходя из этих данных естественно предположить, что отмеченное выше появление филлипсита в шабазитовой и мезолит-сколецитовой зонах, вероятно, следует рассматривать скорее как указание на миграцию калия в толще платобазальтов, а не как результат изохимического изменения низкокалийевых базальтов при метаморфизме погребения. Имеются данные о том, что образование некоторых цеолитов происходило в условиях интенсивной миграции Са в базальтах. На северном берегу Хвальфьордура изучена часть разреза плиоценовых платобазальтов, включающая мощную толщу дацитовых лав и гиаокластитов, тиллитов и базальтовых (сидеромелановых) гиаокластитов (фиг. 3). На этом гипсометрическом уровне вторичные минералы базальтов отвечают шабазитовой зоне цеолитовой фации. На изученном участке породы сильно изменены, лавы

Химический состав стильбита и вмещающих пород

Компоненты	Массивная часть дацитов	Дацитовые гиалокластиты с вторичными минералами	Стильбит из трещины, пересекающей дациты
SiO ₂	63,93	58,71	56,11
TiO ₂	0,82	0,85	0,09
Al ₂ O ₃	14,15	13,56	15,48
Fe ₂ O ₃	1,68	5,38	0,89
FeO	4,55	0,77	0,14
MnO	0,11	0,07	—
MgO	1,01	0,96	0,18
CaO	3,98	5,00	8,21
Na ₂ O	4,32	2,10	0,88
K ₂ O	1,47	1,99	0,10
H ₂ O ⁺	3,37	5,94	14,15
H ₂ O ⁻	0,63	4,50	3,28
P ₂ O ₅	0,19	0,17	—
Сумма	100,21	100,00	99,51

и гиалокластиты включают большое количество смектитов, цеолитов, кальцита. Породы секутся трещинами, заполненными кальцитом и цеолитами. В одной из систем жил, пересекающей дацитовые гиалокластиты и лавы, а также подстилающие их породы, собраны крупные кристаллы стильбита. На плотных участках дациты изменены слабо, а там, где они пересекаются перлитовой системой трещин, стекло частично замещено смектитами. Все зияющие трещины и межзерновое пространство гиалокластитов заполнены стильбитом и кальцитом. В подстилающих дациты базальтовых лавах газовые полости инкрустированы смектитами, а центральные части заполнены цеолитами.

Сидеромелановые гиалокластиты почти полностью замещены смектитами. Химический состав свежей и гидротермально измененной части дацита и стильбита из пересекающей его трещины приведен в табл. 4. Как видно из приведенных данных, измененные части дацита обеднены кремнием и натрием, содержат много воды, обогащены кальцием. Формирование в трещинке кальцита и стильбита отражает большую активность кальция в подземных водах. Вполне вероятно, что в данном случае при образовании кальцита и стильбита значительная часть кальция поступала в дациты с подземными водами. Учитывая, что температурные интервалы формирования стильбита значительно выше, чем у шабазитовой ассоциации [5], можно предположить, что кальций выносился из сидеромелановых гиалокластитов восходящим потоком сильно нагретых вод.

* *

*

Исследование состава и характера распределения цеолитов в толще плиоцен-миоценовых платобазальтов позволяет различать два типа вторичной минерализации при взаимодействии нагретых подземных вод и вмещающих пород. Первый тип образуется при гидротермальном изменении погребения. В процессе накопления и опускания лавовых толщ ниже уровня подземных вод, нагретых в региональном термальном поле, мощные и протяженные толщи базальтов изменялись в зависимости от глубины погружения. Повышение температуры с глубиной вызвало появление в толще базальтов последовательно сменяющихся

друг друга цеолитовых зон: шабазитовой, анальцимовой, мезолит-сколецитовой, стильбитовой и ломонтитовой. Вторичные минералы этих зон формировались при активном взаимодействии медленно циркулировавших подземных вод с вмещающими породами. Второй тип изменения связан с сильно нагретыми, минерализованными и активно циркулирующими водами. Высокотемпературные гидротермальные системы возникали в теле крупных вулканических построек центрального типа примерно на том же гипсометрическом уровне, что и цеолитовая фация. В сильно нагретых частях вулканических построек в результате глубокого изменения базальтов и кислых пород образовались зоны пропилитизации, окварцевания и интенсивной кальцитизации. Воды, обогащенные растворенными компонентами, распространялись латерально по зонам трещиноватости далеко за пределы вулканических построек, проникая и в более древние толщи платобазальтов, измененных в региональном термальном поле в зависимости от глубины погружения. Часто наблюдающееся увеличение интенсивности вторичного минералообразования в трещинных роях связано с повышенной проницаемостью пород и активной циркуляцией по ним сильно нагретых вод. Приуроченность к таким зонам высококремнистых и калиевых цеолитов, обогащение кальций-натриевых цеолитов калием и парагенетическое сочетание их с кремнистыми минералами позволяют связывать поступление кремния и калия в толщи базальтов с подземными водами из района центральных вулканических построек.

Таким образом, на основании исследования характера распределения и состава цеолитов в толще платобазальтов Исландии можно выделить минеральные комплексы двух типов: 1) образовавшиеся в результате воздействия на породы слабо подвижных вод, нагретых в региональном тепловом потоке и 2) возникшие из активно циркулирующих по зонам трещиноватости сильно нагретых вод, транспортирующих ряд петрогенных компонентов на большое расстояние. Это в свою очередь позволяет иначе интерпретировать взаимоотношение и распространение различных цеолитовых ассоциаций (фиг. 4). Согласно существующим представлениям, пологозалегающие зоны цеолитизации в дайковых роях плавно изгибаются вверх. Здесь же интенсивность развития вторичных минералов увеличивается [14]. Это рассматривается как следствие локального повышения температуры, связанное с внедрением большого количества даек и контактовым метаморфизмом. По материалам глубокой скважины, пробуренной в Рейдарфьорде (Восточная Исландия) в пределах дайкового роя, отмечены три стадии вторичной минерализации, включающие трехкратное образование ломонтита [3, 9, 15]. Полученные нами данные для платобазальтов и секущих их дайковых роев района Эйяфьордур (Северная Исландия) указывают на наличие по крайней мере двух этапов цеолитовой минерализации, не связанных с внедрением даек. Образование цеолитов на первом этапе связано с погружением, дифференцированным в разрезе прогревом платобазальтов и формированием минеральных ассоциаций пологозалегающих зон. Цеолиты трещинных роев включают относительно более высокотемпературные виды, располагающиеся в секущем положении относительно зон метаморфизма погребения. Образование минералов второго этапа связано с существованием зоны активной циркуляции сильно нагретых вод, взаимодействовавших с лавами и секущими их дайками. В этой зоне вторичные минеральные ассоциации лав и даек аналогичны.

Авторы считают своим долгом поблагодарить Национальный научный совет Исландии за предоставленную возможность провести полевые работы.

Литература

1. Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А. и др. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.
2. Челищев Н.Ф. К вопросу о номенклатуре и классификации природных цеолитов // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 99–103.
3. Fridleifsson I.B. The Iceland Research Drilling Project in Relation to the Geology of Iceland // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B8. P. 6363–6370.
4. Kristmannsdottir H. Hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal areas // Proc. Second U.N. Symp. on Development and Use Geothermal Resources. 1975. P. 441–445.
5. Kristmannsdottir H., Tomasson J. Zeolite zones in geothermal areas in Iceland. Natural zeolites, Occurrence, Properties. Use. Oxford and N.Y.: Pergamon Press. 1978. P. 277–284.
6. McDougall I., Watkins N.D., Kristjansson L. Geochronology and paleomagnetism of a Miocene-Pliocene lava sequence at Vessastadaa, Eastern Iceland // Amer. J. Sci. 1976. № 276. P. 1078–1095.
7. McDougall I., Saemundsson K., Johannesson H. e. a. Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6,5 m.y.: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3500 m lava succession in Western Iceland // Bull. Geol. Soc. America. 1977. V. 88. P. 1–15.
8. McDougall I., Kristjansson L., Saemundsson K. Magnetostratigraphy and geochronology of Northwest Iceland // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B8. P. 7029–7060.
9. Mehegan J.M., Robinson P.T., Delaney J.R. Secondary mineralization and hydrothermal alteration in the Reydarfjardur Drill Core, Eastern Iceland // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B8. P. 6511–6524.
10. Palmason G., Arnorsson S., Fridleifsson I.B. e.a. The Iceland Crust; Evidence from drillhole data on structure and processes, in Deep Drilling Results in Atlantic Ocean, Ocean Crust // Maurice Ewing. Ser. 2. AGU. Wash.: D.C., 1979. P. 43–65.
11. Saemundsson K., Kristjansson L., McDougall I., Watkins N.D. K-Ar dating geological and paleomagnetic study of a 5-km lava succession in Northern Iceland // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № B7. P. 3628–3646.
12. Sigurdsson H. The Icelandic basalt plateau and the question of sial. Iceland and Mid-Ocean Ridges / Ed. Bjornsson S. 1967. P. 32–49.
13. Thorarinsson S. Some problems of volcanism in Iceland // Geol. Rundschau. 1967. V. 57. P. 1–20.
14. Walker G.P.L. Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts in eastern Iceland // J. Geol. 1960. № 68. P. 515–525.
15. Walker G.P.L. The structure of eastern Iceland, Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area / Ed. by L. Kristjansson, D. Reidel. Hingham, Mass. 1974. P. 177–188.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
10.II.1988

УДК 552.52:553.065 (265/266)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ГЛУБОКОВОДНЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОСТРОЙКАХ ВПАДИНЫ ГУАЙМАС
(КАЛИФОРНИЙСКИЙ ЗАЛИВ)

Дриц В.А., Хворова И.В., Соколова А.Л., Воронин Б.И.

В статье изложены результаты изучения глинистых образований из композиционно сложных гидротермальных, существенно сульфидных построек, развитых на дне рифтового трога в Калифорнийском заливе. Глинистое вещество состоит из нитевидно-метелчатых и дендритовидных агрегатов. Представлено оно гидратированным тальком, разбухающим тальком и сапонитом. Рассчитаны формулы минералов. Обсуждаются вопросы механизма и условий образования встреченных минеральных видов.

За последнее десятилетие в восточной части Тихого океана было обнаружено несколько участков с развитием активных термальных источников, отлагающих сульфидные руды. Почти все участки гидротермальной деятельности приурочены здесь к рифтам Восточно-Тихоокеанской системы спрединговых хребтов. Источники расположены на значительной глубине и в местах выхода создают постройки сложного минерального состава, разной величины и формы: холмики, конусы, шпильки, трубы, башни. Иногда их называют "термитниками" или "курильщиками" из-за наблюдаемых над ними "дымов", представляющих собой облака взвеси. Различают черные и белые курильщики в зависимости от характера взвеси: в первых преобладают рудные компоненты (главным образом пирротин), во вторых — нерудные (сульфаты, карбонаты и кремнезем).

Открытие образующихся "на наших глазах" подводных гидротермальных рудных накоплений привлекло к себе большое внимание геологов, и районы срединно-океанических хребтов начали усиленно исследоваться с целью как всестороннего изучения процессов океанского рудообразования, так и поисков новых рудных полей. Эффективности исследований способствовало использование подводных обитаемых аппаратов.

Соответствующая экспедиция была организована в 1986 г. Институтом океанологии АН СССР (НИС "Академик Мстислав Келдыш", 12-й рейс). Возглавлял ее чл.-кор. АН СССР А.П. Лисицын. Один из полигонов работ находился в Калифорнийском заливе в котловине Гуаймас, где ранее американскими исследователями была обнаружена гидротермальная деятельность.

Вдоль залива, как известно, прослеживаются многочисленные молодые спрединговые центры (рифты), морфологически выраженные трогами; последние осложнены небольшими разломами и разделены протяженными трансформными разломами-сдвигами северо-западного простирания. К котловине Гуаймас приурочены два трога, расположенные кулисообразно. С ними связаны высокотемпературные аномалии. В трогах пробурены скважины: 477 — в южном троге и 481 — в северном; первая находится непосредственно в пределах такой аномалии. Обе скважины не достигли фундамента.

Особенностью Калифорнийской рифтовой системы является необычно высокая скорость седиментации (до 2700 м/млн лет) и отсутствие на дне рифтов (трогов) продуктов базальтовых излияний. Вместе с тем в осадочной толще, вскрытой скважинами и имеющей позднечетвертичный возраст, встречаются долеритовые дайки и силлы, в том числе мощные: в скв. 477 силл охватывает интервал 58—105 м.

Материал, положенный в основу наших исследований, собран во время упомянутой выше экспедиции на гидротермальном поле в Южном трогe. Экспедицией получена большая и разнообразная информация о формировании гидротермальных накоплений — рудных и нерудных. Заметим, что в опубликованных ранее работах основное внимание уделялось вещественно-минералогической характеристике рудной составляющей и меньше данных приводилось о составе и особенно о структуре нерудных компонентов, хотя последние являются существенной, а иногда и главной частью гидротермальных образований. Они полиминеральны и представлены баритом, сульфатами Са (гипс, ангидрит), карбонатами (кальцит), кварцем, опалом и глинистыми минералами, слагающими структурно сложные сочетания как между собой, так и с металлической составляющей.

В данной статье приведены результаты изучения только глинистых образований. Детально проанализированы пять характерных образцов (1519, 1541, 1583/4 и 1614а,б)¹ из четырех гидротермальных сооружений высотой 5 (два), 7 и 45 м, подошва которых находится на дне трога на глубине около 2 км. Четыре образца относятся к небольшим "паразитическим" постройкам, осложняющим склоны и цоколь крупных. Образец 1541 взят вблизи активного жерла, температура которого составляет +100°С. Образец 1519 тоже расположен рядом с источником, причем грунт в этом пункте сильно пропитан жидким битумом.

Внешний вид и структура глинистых образований. Это легкая, пористо-кавернозная, очень хрупкая порода неравномерной светло- и темно-серой окраски. Невооруженным глазом видно, что состоит она из тонких нитей, слагающих веерные и метельчатые агрегаты, различно ориентированные. При рассмотрении образцов под бинокулярной лупой иногда хорошо видно, что нити обросли дендритовидными наростами (обр. 1583). В кавернах местами наблюдаются мелкие розетки гипса и друзы кальцита. На многих участках в породе рассеяны кристаллики сульфидов, иногда обильные.

Микроскопическое изучение прозрачных шлифов показало, что основным компонентом породы является очень тонко раскристаллизованное глинистое вещество. Оно состоит обычно прямые и изогнутые нити толщиной от 0,02 до 0,15 мм (фиг. 1). Внутренняя часть их нередко полая, причем огранка пустот указывает на то, что здесь были пластинчатые кристаллы и их сростки. Некоторые из последних похожи по форме на органогенные остатки. Чешуйки глинистых минералов обычно расположены перпендикулярно к поверхности нитей и слагают ряд тончайших зон, отличающихся разной раскристаллизованностью вещества. Чем больше таких зон, тем толще нити. Их поверхность часто покрыта полусферами или отростками того же состава. Детали структуры хорошо проявляются при электронно-микроскопическом исследовании образцов. Глинистые минералы образования изогнутыми листоватыми "пластинками", часто с оттянутыми краями в виде хвостов. Такие листоватые пластинки слагают либо сплошные сетчатые участки (фиг. 2,а), либо характерные леписферы размером от 30 до 100 мкм (см. фиг. 2,б). Леписферы часто концентрируются в нити. Местами леписферы имеют удлинненную форму и внутри них наблюдается "кристалломорфная" пустота (см. фиг. 2,в). На некоторых участках хорошо ограненных "пластинчатых" пустот много, они располагаются рядами, глинистые минералы образуют на них как бы футляры (фиг. 3,а,б), но иногда развиваются в виде леписфер и внутри пустот, причем могут почти полностью их "заместить", так что реликты первоначальной формы кристаллов исчезнут.

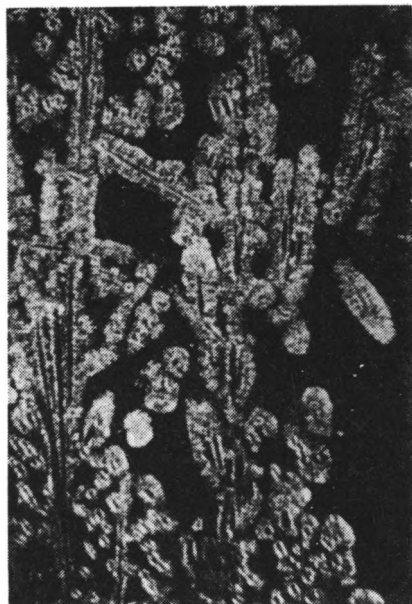
М и н е р а л о г и я. Все упомянутые образцы были изучены методом качественного рентгеновского фазового анализа. Дифракционные картины обр. 1541 и 1519 практически идентичны дифрактограммам мономинеральных гидратирован-

¹ Образцы подняты при подводных маршрутах М.И. Кузьминым, А.П. Лисицыным, Ю.А. Богдановым, Л.И. Москалевым.

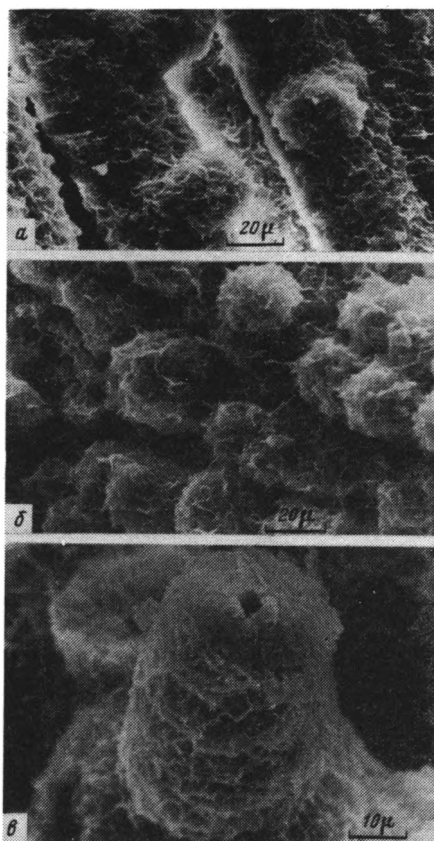
Фиг. 1. Нити, образованные тонкоше-
шуйчатым сапонитом (обр. 1529-3)
Шлиф, с анализатором; увел. 35

Фиг. 2. Микроструктура глинистых аг-
регатов (обр. 1541)

а — участок из сплошных глинистых че-
шук; *б* — глинистые леписферы; *в* —
удлиненная леписфера с пустотой в яд-
ре от растворенного кристалла



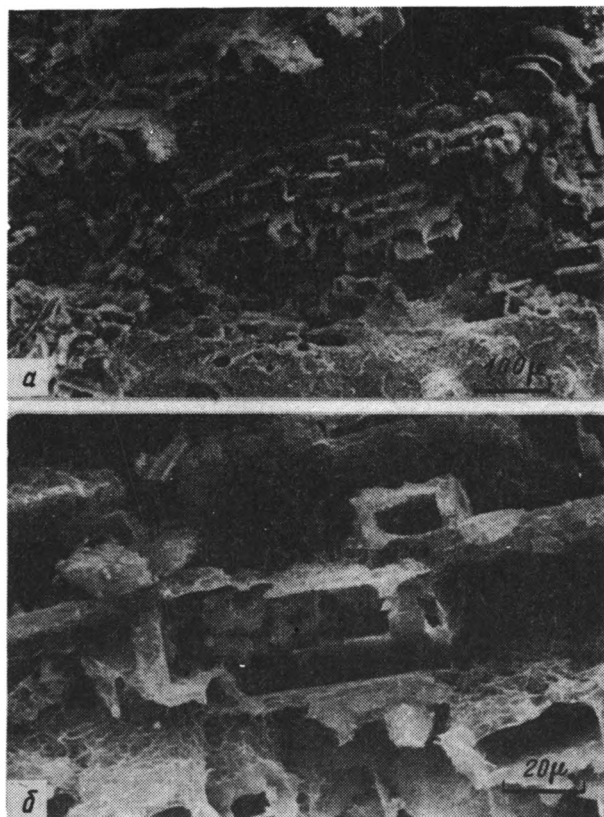
Фиг. 1



Фиг. 2

ных тальков. В естественном состоянии ориентированные препараты характери-
зуются дифрактограммами, содержащими серию базальных отражений, близкую
к целочисленной, с межплоскостными расстояниями d , равными 9,70; 4,79 и
3,17 Å. Дифрактограммы практически не изменялись после прокаливания образ-
цов при 550 °С (фиг. 4, *а*, *в*). Насыщение образцов этиленгликолем слегка сме-
щает первый базальный рефлекс в сторону больших углов θ и приводит к замет-
ному ослаблению и уширению рефлекса с $d = 3,17$ Å (см. фиг. 4, *б*). Наличие
описанных выше дифракционных эффектов, а также величина d (060) = 1,530 Å
свидетельствуют о том, что структура изученных образцов на 90–95% состоит из
тальковых, т.е. высокомагнезиальных электронейтральных 2:1 слоев состава
 $(\text{Mg}_{3-x}\text{Fe}_x^{2+})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. В микрокристаллах эти слои статистически неупоря-
доченно переложены сапонитовыми или стивенситовыми слоями, концентрация
которых не превышает 10%. Отличительная особенность гидратированных тальков
состоит в том, что они характеризуются исключительно малой толщиной областей
когерентного рассеяния (50–150 Å), что является основной причиной нарушения
целочисленности в положении базальных рефлексов на дифрактограммах образцов,
находящихся в естественном и обезвоженном после прокаливания состояниях.

Данные рентгеновского микрозондового анализа, полученные для обр. 1541
(в %: SiO_2 — 62,25; Al_2O_3 — 0,47; FeO — 3,77; MgO — 29,41; Na_2O — 0,17; K_2O —
0,16), пересчитанные на анионный каркас $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (на $\frac{1}{2}$ содержания элементарной
ячейки), дают формулу минерала: $\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,01}(\text{Fe}_{0,20}^{2+}\text{Mg}_{2,81})_{3,01} \times$

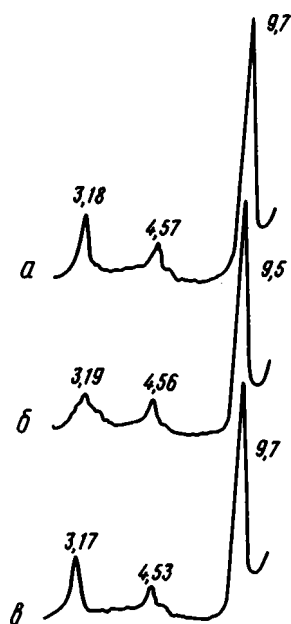


Фиг. 3. Микроструктура глинистых агрегатов (обр. 1541)
Глинистые "футляры" на кристалломорфных пустотах

$\times (\text{Si}_{3,96}\text{Al}_{0,04})_{4,00}\cdot\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, которая полностью соответствует изложенным выше представлениям о структуре описанного минерала.

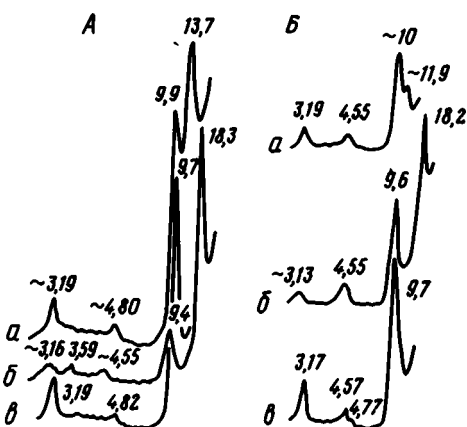
Из обр. 1583 были отобраны под бинокулярной лупой и изучены отдельно дендритовидные "наросты" и трубчатые нити. На фиг. 5 (колонка А) показаны дифрактограммы ориентированных препаратов, полученных от растертых в воде и осажденных на стекло трубок. Наличие двух малоугловых рефлексов с $d = 13,7$ и $9,9 \text{ \AA}$ наряду с характерным для гидратированных тальков отражением с $d = 3,19 \text{ \AA}$ свидетельствует о том, что образец представлен механической смесью сапонита и гидратированного талька. О присутствии сапонитовой фазы свидетельствует тот факт, что после насыщения образца глицерином на дифрактограмме вместе с острым и интенсивным отражением с $d \approx 18 \text{ \AA}$ фиксируется также достаточно острый и симметричный, хотя и малоинтенсивный базальный рефлекс 005 с $d = 3,59 \text{ \AA}$. Его отсутствие на дифрактограмме от препарата, находящегося в естественном состоянии, однозначно подтверждает наличие в образце сапонита.

Второй фазой "трубчатой" части обр. 1583 является гидратированный тальк, или смешанослойная фаза тальк-сапонит с небольшим числом разбухающих слоев и малой толщиной областей когерентного рассеяния. О высокой магнезиальности тальковых и сапонитовых слоев свидетельствует положение рефлекса 060 с $d = 1,530 \text{ \AA}$, что характерно для этих минералов, а также данные рентгеновского микрозондового анализа, %: $\text{SiO}_2 - 56,28$; $\text{K}_2\text{O} - 0,34$; $\text{Na}_2\text{O} - 0,20$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 2,49$; $\text{MgO} - 25,53$; $\text{FeO} - 6,00$. При пересчете химического состава на анионный каркас $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (на $\frac{1}{2}$ содержания элементарной ячейки) получена формула



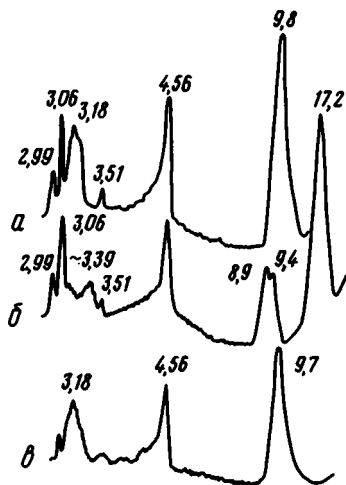
Фиг. 4

Фиг. 4. Дифрактограммы обр. 1541, полученные от препаратов
а – воздушно-сухой; б – насыщенного этиленгликолем; в – прокаленного при 550° С



Фиг. 5.

Фиг. 5. Дифрактограммы обр. 1583
А – дифрактограммы препаратов, приготовленных из трубчатых агрегатов, Б – из дендритовидных "наростов": а – воздушно-сухой; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный при 550° С



Фиг. 6.

Фиг. 6. Дифрактограммы обр. 16416, препараты
а – воздушно-сухой; б – насыщенный этиленгликолем; в – прокаленный при 550° С

$\text{Na}_{0,04}\text{K}_{0,02}(\text{Al}_{0,05}\text{Fe}_{0,34}\text{Mg}_{2,62})_{3,01}(\text{Si}_{3,85}\text{Al}_{0,15})_{4,00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, отражающая усредненный катионный состав 2:1 слоев гидратированного талька и сапонита.

Главное отличие фазового состава собственно "дендритовой" составляющей обр. 1583 от описанной выше – более высокое содержание гидратированного талька по отношению к сапониту. Нельзя исключать и более тесного прорастания тальковых и сапонитовых структур, т.е. смешанослойных образований "сапонит-тальк" с высокой степенью сегрегации сапонитовых и тальковых слоев. Отметим, что дифракционную картину от ориентированного препарата, находящегося в естественном состоянии, также можно интерпретировать как результат чередования 9,5 Å талькоподобных и 14,4 Å сапонитовых слоев, хотя такая трактовка дифракционных эффектов должна рассматриваться лишь как предположение (см. фиг. 5, колонка Б).

Необычные дифракционные характеристики были выявлены для обр. 16146 (фиг. 6). Дифрактограмма, полученная от ориентированного препарата, осажденного на стеклянную подложку из водной суспензии, практически идентична дифракционным кривым от гидратированных тальков, поскольку содержит интенсивные базальные отражения с d , равными 9,8 и 3,18 Å, и полосу двумерной дифракции 02 с $d = 4,56$ Å. Важно подчеркнуть, что анализируемый слоистый силикат, как и гидратированный тальк, практически не разбухает в водной среде. Однако после насыщения образца этиленгликолем на дифрактограмме фиксируются сильные базальные отражения с d , равными 17,2; 9,4 и 8,9 Å. Если рефлекс с $d = 9,4$ Å отнести к гидратированному тальку, то первый и третий рефлексы свидетельствуют о наличии в структуре смешанослойной фазы, содержащей примерно равные пропорции 9,5 Å неразбухающих и 17 Å разбухающих слоев. Поскольку последние не разбухают с водой, как это свойственно сапонитам и стивенситам, но адсорбируют молекулы этиленгликоля, то их целесообразно назвать *разбухающим тальком*. Подобного типа смешанослойные фазы ранее не были описаны, хотя возможность существования своеобразных талькоподобных минералов, не разбухающих с водой, но разбухающих при обработке этиленгликолем, была показана на примере синтетических соединений [2]. По-видимому, образование фаз, промежуточных по свойствам между тальком и сапонитом, определяется величиной отрицательного заряда 2:1 слоев, обусловленных замещениями Si на Al в тетраэдрах. При отсутствии таких замещений, что характерно для талька, слои электронейтральны и не разбухают ни в водной среде, ни в органических жидкостях. При степени замещения Si на Al в 2:1 слоях, типичной для сапонитов (более 8%), молекулы H₂O и этиленгликоля способны проникать между отрицательно заряженными 2:1 слоями, что ведет к появлению разбухающих свойств. При промежуточной степени замещения Si на Al в тетраэдрах "расклинивающего" действия молекул H₂O оказывается недостаточно, чтобы раздвинуть смежные 2:1 слои минерала, тогда как более полярные молекулы этиленгликоля еще способны проникать в межслоевые пространства микрокристаллов.

О б с у ж д е н и е. Глинистые отложения гидротермального генезиса известны на многих участках в активных спрединговых зонах океана. Обычно это высокожелезистые смектиты, в частности нонтрониты, иногда со значительной примесью гидроокислов марганца. Они могут быть смешаны с обычным пелагическим материалом и по форме залегания (линзы, пласты, пакки) сходны с собственно седиментационными накоплениями. Такие "стратиформные нонтрониты" во многих случаях можно, по-видимому, относить к гидротермально-осадочным образованиям, так как гидротермальное вещество разносится и переотлагается течениями. Однако близкие по условиям залегания нонтрониты могут возникать и без переотложения при диффузном выносе флюидов [5]. Нонтрониты нередко находятся непосредственно на базальтах. Их положение сходно с часто наблюдаемыми "надбазальтовыми осадками", в разной степени обогащенными окислами железа и марганца.

Во впадине Гуаймас глинистое вещество – компонент самих гидротермальных построек. Оно обладает своеобразными морфологическими структурами и особым минеральным составом. Характерны леписферы, объемные дендриты, натечные выделения, обычные для раскристаллизации первичного гелевого вещества (в данном случае магнезиево-силикатного?!). Последнее часто обрастало кристаллы, от которых остались лишь пустоты и, возможно, биогенные образования (ими, судя по форме, могли быть колонии бактерий).

Главной особенностью рассматриваемых глинистых продуктов является магнезиальный (тальк-сапонитовый), а не преимущественно железистый состав, обычный при гидротермальном глинообразовании в рифтовых структурах океана. Для того чтобы обсудить возможные ответы на этот вопрос, рассмотрим особенности той обстановки, где формировалась тальк-сапонитовая ассоциация.

Гидротермальные поля в котловине Гуаймас хотя и находятся в пределах спре-

динговой структуры Восточно-Тихоокеанского поднятия, но физико-географические условия здесь существенно отличаются от других участков этой структуры, расположенных в открытом океане. Котловина представляет собой полуизолированную депрессию, где водообмен с океаном затруднен, и дно расположено в зоне, обедненной кислородом. Все осадки здесь восстановленные (содержание углерода 2–4%), а вблизи выхода гидротерм местами наблюдается высачивание жидкого битума, а иногда и пропитка им самих гидротермальных образований. Таким образом, среда, в которую поступали флюиды, была существенно иной, чем на срединных хребтах открытого океана.

Другая особенность — отсутствие базальтовых излияний на дне котловины. Базальты находятся на глубине около 500 м и покрыты осадочной терригенно-кремнистой толщей позднечетвертичного возраста. Она вмещает, как указывалось, дайки и силлы долеритов. В котловине пробурены скважины, причем некоторые (ст. 477, 481) расположены на гидротермальных полях.

Обработка материала скважин позволила выявить влияние близповерхностных интрузий (силлы) на вмещающие отложения. Осадки рядом с мощным силлом (ст. 477), особенно ниже его, несмотря на небольшую глубину залегания, литифицированы, в них исчезла биогенная структура и появился комплекс новообразованных минералов: кварц, обильный ангидрит, иногда с гипсом, доломит (изотопная температура образования 100°C [4]) и кальцит. Особенно контрастно увеличение в осадках содержания магния. Вблизи силла меняется также состав интерстиционных вод [3]. Отметим увеличение содержания сульфатов магния, а также снижение кремнезема, при этом в осадках увеличивается значение Mg/Al и уменьшается Si/Al . Таким образом, здесь происходил привнос Mg , сказавшийся на составе как твердой, так и жидкой фазы, и вынос кремнезема, содержание которого первично в осадках было очень высоким. Полагают [6], что силлы имели двойное значение при изменении отложений: во-первых, они задерживали тепло и флюиды, поступающие снизу, создавая полужакрытую гидротермальную циркуляционную систему; во-вторых, выделяли нагретые интерстиционные флюиды в момент внедрения и мобилизовывали определенные элементы. По-видимому, в данном случае "экранное" влияние силлов имеет первостепенное значение.

Наконец, отметим, что в зонах "разгрузки" гидротерм значения pH растворов ниже тех, которые свойственны океанической воде.

Таким образом, силикатообразование происходило при повышенных (не ниже 100°C) температурах в восстановительной обстановке в нейтральной или слабокислой среде с высокими концентрациями Fe^{2+} , Mg и SiO_2 . Перечисленные факторы благоприятствовали формированию талькоподобных силикатов, у которых тетраэдрические сетки содержат практически только катионы Si . Крайне низкая степень замещения Si на Al определялась главным образом амфотерными свойствами Al , а восстановительная обстановка препятствовала вхождению в тетраэдры катионов Fe^{3+} . В этих условиях, несмотря на преобладание катионов Fe^{2+} , ведущая роль при силикатообразовании оказалась за катионами Mg . Связано это главным образом со стерическими ограничениями, обусловленными существенной разницей в ионных радиусах Mg и Fe^{2+} . Если латеральное соответствие Si -содержащих тетраэдрических и Mg -содержащих октаэдрических сеток при их соединении в 2:1 слои достигается относительно легко, особенно при повышенных температурах, то при увеличении Fe^{2+} в октаэдрах это соответствие должно нарушаться. Именно с этим обстоятельством связана ограниченная степень замещения Mg на Fe^{2+} в природных тальках. Содержание Fe^{2+} в октаэдрах сапонитов несколько возрастает в результате увеличения латеральных размеров тетраэдрических сеток, обусловленных замещением Si на Al .

С изложенными выше представлениями согласуется приуроченность мономинеральных гидратированных тальков, практически не содержащих Al в тетраэдрах, к местам выхода гидротермальных источников (обр. 1541). Появление сапонитов

фиксируется в более удаленных участках, где, по-видимому, относительно возрас- тала щелочность среды (обр. 1583).

Сопоставление приведенных выше структурных формул для обр. 1541 и 1583 подтверждает изложенные выше соображения. В случае мономинерального гидрати- рованного талька практическое отсутствие изоморфных замещений в тетраэд- рах сопровождается очень небольшим содержанием Fe^{2+} в октаэдрах. Появление сапонитовой составляющей в обр. 1583 приводит к существенно более высокой степени замещения Si на Al в тетраэдрах и почти в 2 раза более высокому содер- жанию Fe^{2+} в октаэдрах.

Факт преобладания Mg-содержащих новообразованных силикатов на локаль- ных участках основной разгрузки гидротерм во впадине Атлантис-II [1], по-видимому, также связан не столько с высокой температурой, сколько с особен- ностями среды минералообразования, препятствующей формированию силикат- ных цепочек, лент и сеток, в тетраэдрах которых помимо Si могут содержаться другие трехвалентные катионы. Это в свою очередь существенно ограничивало возможность участия катионов Fe^{2+} в силикатообразовании.

В то же время с изложенных позиций легко объяснить формирование Fe-смет- титов в отложениях, развитых за пределами каналов разгрузки гидротерм. Изменение окислительно-восстановительной и кислотно-щелочной обстановок существенно расширяет возможности для замещения Si на Al и Fe^{3+} , что обеспе- чивает условия для формирования смектитов, октаэдры которых заполнены преимущественно катионами Fe^{2+} . Дальнейшие процессы перекристаллиза- ции или внутриструктурного окисления ионов Fe^{2+} приводят к образованию нонтронитов.

Таким образом, формирование Mg-содержащих силикатов связано не с ано- мально высоким обогащением гидротерм магнием, а с ограниченной степенью замещения Mg на Fe^{2+} в октаэдрах 2:1 слоев, которая, несмотря на преобладание в гидротермах Fe^{2+} , определяется ограничениями на вхождение трехвалентных катионов Al и Fe^{3+} в тетраэдрические сетки этих слоев.

Литература

1. Бутузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красно- го моря. Сообщение 2. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 11–32.
2. Дриц В.А., Гончаров Ю.И., Веденцев А.И. и др. Синтез новой разновидности гидратирован- ного слоистого силиката, содержащего магний в тетраэдрах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 136–141.
3. Gieskes J.M., Elderfield H., Lawrence J.R. et al. Geochemistry of interstitial waters and sediments, leg. 64, Gulf of California // Initial Reports of DSDP. 1982. V. 64. Pt 2. P. 675–694.
4. Kelts K. Petrology of hydrothermally metamorphosed sediments at Deep-Sea Drilling site 477, southern Guayama basin rife, Gulf of California // Initial Reports of DSDP. 1982. V. 64. Pt 2. P. 1123–1136.
5. Murnan R., Clague D.A. Nontronite from a low-temperature hydrothermal system on the Juna-de-Fuca Ridge // Earth and Planet. Lett. 1983. V. 65. P. 343–352.
6. Niemitz J.W. Geochemistry of sediments, leg. 64, Gulf of California // Initial Repots of DSDP. 1982. V. 64. Pt 2. P. 695–713.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
16.V.1988

УДК 552.5:551.24

**ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА СКЛОНАХ
В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА**

**Лаврушин Ю.А., Праслов Н.Д., Спиридонова Е.А.,
Черняховский А.Г., Соколова А.Л., Ципурский С.И.**

На основании изучения склоновых отложений выявлена эволюция процессов осадконакопления в нестабильной климатической обстановке временного отрезка от потепления к оледенению. Установлена прерывистость делювиообразования, эпох почвообразования, время распространения гравитационного послонно-пластического течения пород на склонах, сопровождавшееся оплывинами и оползнями. Описаны литологические и минералогические особенности склоновых отложений.

Как известно, четвертичный период характеризовался неоднократной сменой климатических обстановок. Однако эволюция процессов осадконакопления на переходных этапах от межледникового к оледенению и наоборот, или от межстадиала к стадиялу пока изучена недостаточно. В этом отношении мало внимания уделялось эволюции процессов осадконакопления на склонах, хотя для разработки общих вопросов теории литогенеза, палеогеографических аспектов эти моменты приобретают принципиальное значение. Дело в том, что осадконакопление на склонах представляет собой один из первых, начальных этапов транспортировки материала в областях его мобилизации. Одновременно осадконакопление на склонах тесно связано с климатической ситуацией, поэтому расшифровка древних склоновых образований позволяет обычно вынести вполне определенные суждения о палеоклиматах.

Особенности современного осадконакопления на склонах в различных ландшафтно-климатических зонах рассматривались неоднократно. Были также попытки установить временную последовательность осадконакопления на склонах, возникших в четвертичное время. Анализ этих публикаций позволяет сделать два важных вывода. Во-первых, о климатически обусловленной прерывистости процессов осадконакопления на склонах, суть которого состоит в том, что в периоды потепления на склонах развивается почвенный покров и соответственно происходит затухание склоновых процессов. Наоборот, во время похолоданий при разреженном растительном покрове интенсивное развитие получают склоновые процессы осадконакопления. Во-вторых, об обнаружении в перигляциальных склоновых образованиях солифлюкционных отложений, нередко сочетающихся с криогенными морозобойными нарушениями. Это было важным достижением исследователей четвертичного периода, первоначальные основы которого были заложены А.И. Москвитиным [8]. Позднее С.М. Цейтлин [12] в перигляциальных зонах наметил закономерную смену во времени в зависимости от стадии развития оледенения различных форм проявления мерзлотных нарушений. Таким образом, встал вопрос об эволюции мерзлотных процессов в перигляциальной зоне [1, 12], которая состояла в смене во времени солифлюкционных деформаций, свойственных начальной фазе оледенения, на морозобойные мерзлотные нарушения времени максимума и конечных стадий ледникового. Важность выявленной закономерности не вызывает сомнения. Однако из поля зрения исследователей, увеличенных поиском проявлений палеомерзлотных процессов, практически полностью

исчезли делювиальные отложения, широко распространенные на склонах перигляциальной зоны и являющиеся одним из типичных образований склонового осадконакопления. Действительно, если обратиться к упоминавшейся эволюции мерзлотных нарушений, то оказывается, что просто делювиальным процессам в ней уже не остается места, поскольку наличие мерзлоты в целом неблагоприятно для делювиеобразования.

Главное внимание в настоящей статье уделено рассмотрению эволюции процессов осадконакопления на склонах в переходном этапе от потепления климата до оледенения. В основу статьи положены материалы, собранные авторами в с. Костенки Воронежской обл. Этот район оказался благоприятным для рассмотрения данного вопроса по нескольким обстоятельствам. Во-первых, здесь на склонах глубоких балок и оврагов развит достаточно мощный сложно построенный покров склоновых отложений. Во-вторых, поскольку к этим образованиям приурочены многочисленные стоянки верхнепалеолитического человека, которые изучаются уже более 100 лет, появлялось много материалов по строению склоновых отложений и, что очень важно, по достаточно точной их возрастной привязке. Последнее является немаловажным критерием для оценки интенсивности процессов склонового осадконакопления и ее изменения во времени. Кроме того, имеющиеся биостратиграфические материалы позволяют с большей достоверностью реконструировать природную обстановку, в которой происходило осадконакопление на склонах.

При изучении археологических памятников в данном районе внимание исследователей неоднократно обращалось к склоновым образованиям. Здесь были описаны делювиальные отложения со следами почвообразования, отмечены мерзлотные деформации в виде солифлюкционных текстур и зачаточных морозобойных трещин. Однако до сих пор склоновые отложения описывались лишь в самом общем виде без соответствующего анализа как в литологическом, так и в палеоклиматическом планах.

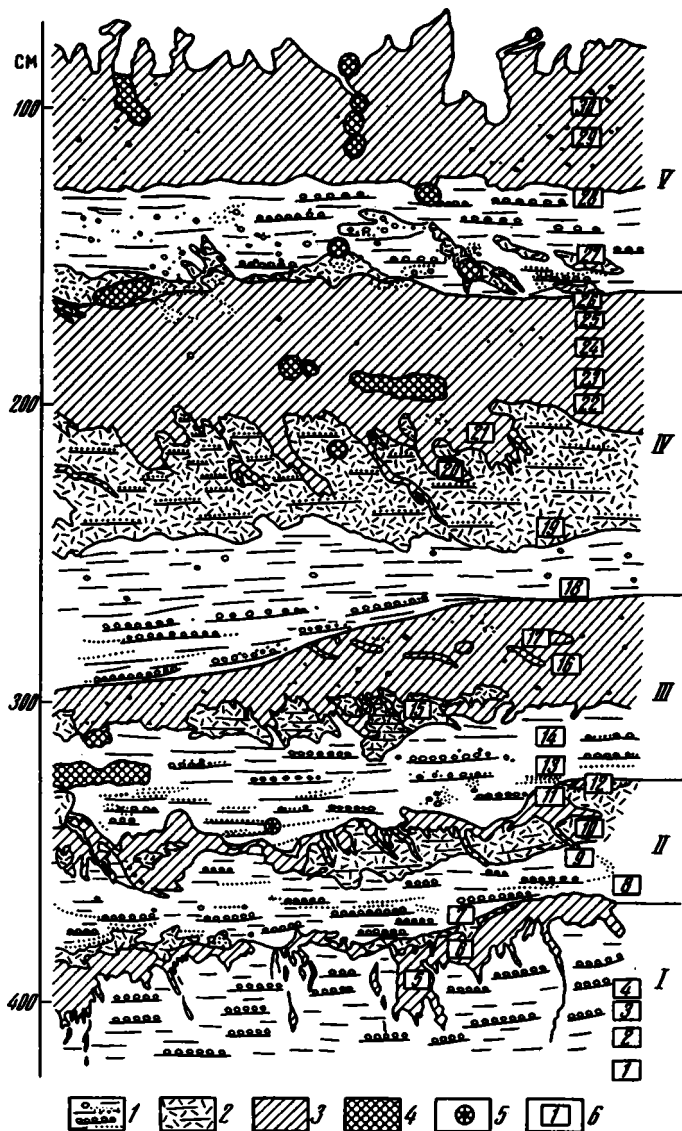
Наиболее подробные материалы по строению склоновых отложений были получены нами при изучении шурфов в районе стоянки Костенки 1. Ниже мы остановимся главным образом на изложении основных результатов исследований склоновых образований на этой стоянке, хотя для рассмотрения некоторых общих вопросов привлечены материалы по другим стоянкам.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Склоновые отложения в районе стоянки Костенки 1 помимо археологического раскопа были вскрыты двумя шурфами. Первый из них, глубиной около 4 м, вскрыл толщу преимущественно делювиальных отложений, представленных в основном палевыми, буроватыми суглинками, иногда гумусированными, содержащими неравномерно по разрезу крошку и мелкий щебень мелового мергеля¹. Толща делювия расчленена погребенными почвами. В разрезе шурфа намечается несколько циклов почвенно-делювиальных образований (фиг. 1). Каждый из них начинается пачкой делювиальных суглинков, иногда с достаточно многочисленными фрагментами щебенки мергеля. Завершается цикл обычно гумусированным суглинком с чрезвычайно небольшим содержанием фрагментов дочетвертичных пород. При этом верхний контакт гумусированных прослоев обычно неровный, резкий. Все это свидетельствует о том, что процесс делювиеобразования неоднократно оживлялся и периоды его более интенсивного проявления сменялись периодами затухания. В результате выделяется по крайней мере пять этапов делювиеобразования, каждый из которых завершался погребенной почвой.

Анализ состава делювиальных отложений по количеству содержащихся в них

¹ Все исследователи, изучавшие этот район, единодушны в мнении о делювиальной природе склоновых отложений.



Фиг. 1. Строение склоновых отложений в шурфе 1 стоянки Костенки 1

I – делювиальные отложения; 2 – участки интенсивной вторичной карбонатизации; 3 – погребенные почвы; 4 – кротовины; 5 – фрагменты костей млекопитающих; 6 – номера образцов; *I–V* – циклы осадконакопления

фрагментов мелового мергеля позволяет считать, что наибольшая интенсивность склонового смыва происходила в III, IV и отчасти V этапах делювиеобразования. Делювиальные образования этих этапов оказываются наиболее обогащенными щебенкой дочетвертичных пород.

В этой связи необходимо сказать несколько слов о механизме делювиеобразования. В этом отношении обращает внимание тип строения делювия. Главными его особенностями являются неравномерное распределение в толще суглинистого материала крошки, щебня и плохо окатанной гальки мелового мергеля, которые лишь иногда образуют полосчатую, линзоподобную концентрацию, а в основном распределены в виде "плавающих" фрагментов. Подобное распределение

обломочного материала может быть объяснено лишь аккумуляцией его из грязевых водокаменных потоков. При таком объяснении механизма их накопления большая часть наблюдавшихся в шурфе отложений формировалась в привершинной части делювиального шлейфа, для которой оказываются вполне типичными подобные процессы осадконакопления [6]. Отложения верхней части третьего этапа, а также относительно однородные отложения, на которых развиты IV и V погребенные почвы, по механизму накопления стоят уже ближе к отложениям плоскостного склонового смыва. Таким образом, среди делювия нами выделяются в данном разрезе два типа образований, преимущественное формирование которых или, точнее, смена во времени была связана с изменениями физико-географической обстановки времени их накопления.

Чрезвычайно интересной особенностью разреза является также тип нижних контактов гумусированных суглинков. Характерной его особенностью является четко выраженный языковатый контакт, происхождение которого можно, по нашему мнению, связать с почвенными процессами. Говоря иными словами, мы рассматриваем данные гумусированные прослои как остатки впоследствии в значительной своей части уничтоженных погребенных почв, в которых не сохранилось почвенного профиля. Естественно, что по данным фрагментам реконструировать в полной мере тип почвообразования не представляется возможным, хотя, как будет показано ниже, имеются материалы, которые позволяют судить об общей тенденции в направленности почвообразующих процессов во времени.

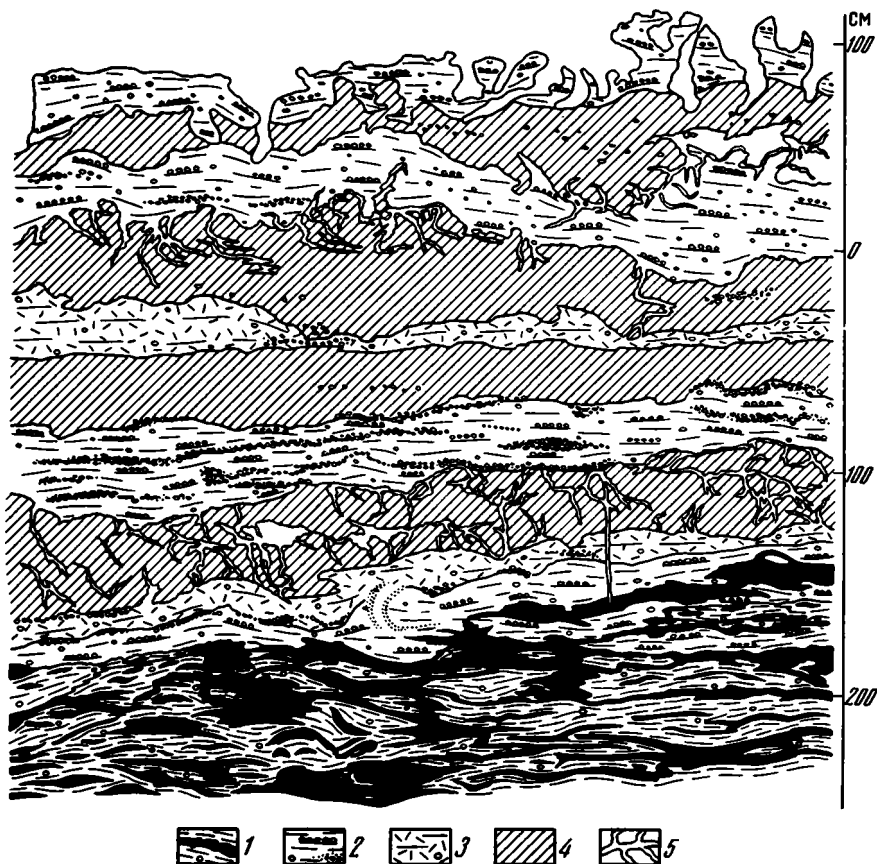
Анализ изученных разрезов позволил выявить этап интенсивного гравитационного перемещения делювиальных отложений после их накопления. Геологические проявления гравитационных процессов выражены по-разному. Это прежде всего четко выраженный наклон упомянутых гумусированных языков вниз по склону, что обусловлено направлением движения переувлажненного почвенного покрова.

Признаки гравитационного перемещения материала проявляются также в анализе типов верхних контактов погребенных почв, а также их внутреннего строения. Как отмечалось, в изученном разрезе верхние контакты почв обычно резкие, мелкофестончатые, а во внутреннем их строении невозможно выделить горизонты почвенных профилей.

Более того, внутри почв, особенно наиболее древних, иногда встречаются линзовидные включения делювиальных негумусированных суглинков. Что касается верхних контактов погребенных почв, то для них весьма характерен языковатый тип, представляющий собой выклинивающиеся язычки гумусированного суглинка погребенной почвы, внедряющиеся в вышележащую толщу делювиальных отложений. Иногда в делювии на продолжении языков видны тонкие линзы гумусированного суглинка. Подобный тип контакта можно интерпретировать как текстуры захвата текущей вниз по склону под действием гравитации толщи склоновых образований по погребенной почве. Видимо, именно этим объясняется отсутствие в погребенных почвах соответствующего профиля, отдельные горизонты которых были уничтожены в ходе течения почвенно-делювиальных образований вниз по склону.

Имеющиеся материалы позволяют высказать суждения о типе движения материала вниз по склону. В этом отношении важно отметить прежде всего существовавшую первичную неоднородность в отложениях, образующих чехол склоновых образований. Она выражается прежде всего в наличии различных по пластичности пород делювия и погребенных почв. Это предопределяло определенную расслоенность покрова при последующем гравитационном движении. Поэтому важно говорить о послонной пластичном типе движения, в ходе которого частично развалывались и уничтожались более пластичные погребенные почвы. Таким образом, в данном случае мы имеем покров склоновых делювиальных образований, переработанных гравитационными процессами.

Интенсивность проявления гравитационного движения материала на склонах зависит как от пластичности пород, их увлаженности, крутизны склона, так и 26



Фиг. 2. Строение склоновых отложений в раскопе стоянки Костенки 14
1 – фрагменты гумусированной погребенной почвы; 2 – делювий; 3 – участки интенсивной вторичной карбонизации; 4 – погребенные почвы; 5 – трещины в почвах

от глубины залегания того или иного их слоя. Геологические доказательства различной степени проявления интенсивности гравитационного перемещения материала особенно хорошо зафиксированы в шурфе на стоянке Костенки 14 (фиг. 2). На приведенной зарисовке следует обратить внимание на следующие детали. Прежде всего практически полностью оказывается развалыцованной нижняя гумусированная погребенная почва. В результате этого процесса образовалась пачка смешанных образований, состоящая из линз разнообразной формы гумусированного суглинка и собственно делювиального суглинка палево-бурого цвета. Далее, несомненный интерес представляют детали строения вышележащих погребенных почв. Для второй снизу из них оказалось свойственно наличие сети преимущественно наклонных мелких трещин, значительная часть из которых пронизывает ее полностью. Трещинки выполнены обычно осветленным, интенсивно карбонатным мергелистым суглинком. Часть наклонных трещинок плавно переходит в субгоризонтально-ориентированные. В следующей погребенной почве трещиноватость отсутствует. В толще второй сверху погребенной почвы трещиноватость оказалась свойственна для верхней ее части и имеется только в левой стороне зарисовки.

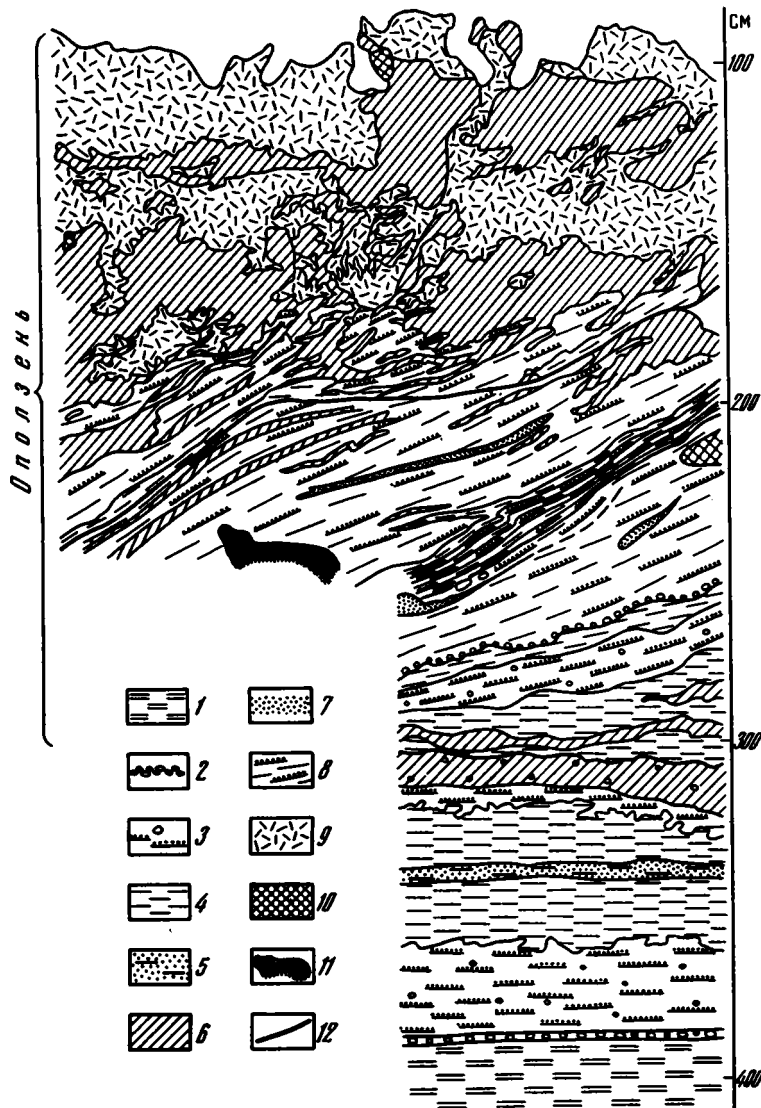
Необходимо отметить, что происхождение отмеченных трещинок обычно связывается или с мерзлотными процессами или с процессами усыхания, при этом на форму трещинок обычно не обращалось внимания. В свете развиваемых нами

представлений обнаруженная трещиноватость связана с гравитационным перемещением материала по склону и отражает одну из первых стадий дезинтеграции ранее бывших монолитными горизонтов погребенных почв. При этом разная степень трещиноватости отражает неодинаковую интенсивность гравитационного движения материала. Действительно, вторая снизу почва в этом отношении оказалась разбита трещинами разрыва и на значительном своем протяжении превратилась уже в разобщенные блоки. В строении второй сверху почвы наличие трещиноватости только в верхней левой части зарисовки, по-видимому, свидетельствует о начальном этапе образования трещин и соответствует одной из первых стадий дезинтеграции пласта. Отсутствие трещиноватости в правой части зарисовки в этом же горизонте погребенной почвы можно связать с тем, что в ходе гравитационного пластического течения материала разбитая трещинами на мелкие блоки ее верхняя часть была целиком вынесена. Наконец, полное отсутствие в третьей снизу почве трещиноватости может быть связано с полным выносом верхней части почвы в ходе послойно-пластического движения слоев.

Совершенно очевидно, что приведенные данные свидетельствуют о неравномерной интенсивности проявления послойно-пластического течения материала по склону, что нашло свое отражение прежде всего в разной реакции перемещающихся толщ на этот процесс. Более того, иногда гравитационное течение склоновых отложений осложнялось образованием оползней или крупных оплывин. В качестве примера рассмотрим строение толщи, вскрытой вторым шурфом на стоянке Костенки 1, расположенным в 25 м восточнее основного раскопа 1986 г. В изученном разрезе достаточно четко выделяются две части: нижняя и верхняя, представляющая собой оползневой блок (фиг. 3). В основании оползня выделяется зона скольжения оползневого блока, для которой свойственно перемешивание разнородного материала. Внутри оползня также намечаются по крайней мере две внутренние зоны надвига, в которых наблюдается сложное линзовидно-полосчатое переслаивание палево-бурого суглинка с мергелеподобным светлым суглинком (падение зон на юго-запад под углом $10-12^\circ$). В верхней зоне надвига можно видеть разрыв прослоя светлого суглинка. Наконец, выше этой зоны (до погребенной почвы) породы оказываются настолько перемешанными, что можно предполагать частичное наличие плывунного материала внутри оползневого блока.

Анализ изученных нами разрезов, а также тщательно задокументированных археологических раскопов, показывает, что наибольшей переработке в процессе послойно-пластического течения склоновых отложений подвергались нижние погребенные почвы и лучше сохранились — верхние. Однако в этой общей закономерности переработки погребенных почв, видимо, есть исключения, указывающие в конечном итоге на сложность распределения векторов скорости гравитационного перемещения материала в толще склоновых отложений. В связи с этим в разрезе первого шурфа намечается определенная закономерность распределения эпигенетического карбоната, появление которого связано с выходами подповерхностных грунтовых вод. Поэтому в распределении эпигенетического карбоната наблюдается определенная цикличность в разрезе, выражающаяся в приуроченности его к верхним частям делювия, непосредственно под погребенными почвами. Но эта закономерность нарушается в строении V пачки делювиальных отложений (см. фиг. 1), в которых непосредственно на погребенной почве, т.е. в основании делювия, распространена цементация эпигенетическим карбонатом, исчезающим вверх по разрезу. Это позволило высказать предположение, что поверх этой части делювия имела погребенная почва, уничтоженная в ходе гравитационного перемещения материала, во время которого происходит не только нарушение сплошности отдельных пачек отложений, развальцовка и смещение прилегающих пачек, но и полное уничтожение отдельных из них, что в конечном итоге может осложнить детальную корреляцию разрезов, даже сравнительно недалеко расположенных друг от друга.

Естественно возникает вопрос о времени проявления процесса гравитационного



Фиг. 3. Строение склоновых отложений в шурфе 2 стоянки Костенки 1

1 – суглинки бурые слабослоистые; 2 – галечник; 3 – мергелеподобные отложения мелкого водоема; 4 – глинистый песок; 5 – песок; 6 – погребенные почвы и их фрагменты; 7 – вулканический пепел; 8 – смесь делювиальных отложений, отложений водоема, погребенных почв – части оползневого блока; 9 – участки интенсивной вторичной карбонизации; 10 – кротовины; 11 – крупная кость; 12 – зоны сдвига внутри оползня

течения склоновых отложений и его возможной кратности. Что касается последней, то имеющиеся материалы позволяют судить лишь об однократности процесса. Вопрос о времени его проявления можно выяснить лишь после рассмотрения имеющихся соответствующих данных о возрасте склоновых образований и реконструкции палеоландшафтных обстановок на основе биостратиграфических материалов.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЛАНДШАФТНОЙ ОБСТАНОВКИ ВРЕМЕНИ НАКОПЛЕНИЯ ДЕЛЮВИЯ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

Изучение группы стоянок верхнепалеолитического человека в Костенковско-Борщевском районе выявило прежде всего обилие находок остатков фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, приуроченных к различным культурным горизонтам. Это позволило создать общие представления о палеоландшафтной обстановке времени обитания древнего человека, которая интерпретировалась в качестве холодной тундростепи на междуречьях и лесов в долинах рек [1–5].

Данные палеоботаников характеризовали палеоландшафты рассматриваемого района в самой общей форме (Р.В. Федорова, В.П. Гричук, М.Н. Грищенко и др.) и лишь в последние годы появились более детальные материалы [7]. Что касается непосредственно изученного нами разреза Костенки 1, то результаты детальных палинологических исследований представлены в виде восстановленной ландшафтной обстановки, характеристики палеоклимата, включая возможные климатостратиграфические подразделения и их фрагменты (таблица).

Необходимо подчеркнуть несколько важных моментов, которые с полной очевидностью следуют из представленных данных. Прежде всего накопление делювиальных отложений происходило в обстановке безлесных и лесостепных (островные леса) ландшафтов. При этом климатическая обстановка накопления делювия имела достаточно широкий диапазон: от субарктически-гумидной до южнобореальной семиаридной. Для этапов почвообразования была свойственна (во всяком случае на склонах и в балках) преимущественно лесная растительность, которая способствовала затуханию делювиального процесса. Необходимо также отметить, что во время накопления делювия ландшафтная и климатическая обстановки не оставались однородными. В качестве примера можно сослаться на этап 2, во время которого растительность претерпела изменения от злаково-разнотравных лугов до островных лесов из сосны и березы, а в самом конце его снова господствовали гигрофильные и мезофильные луга. Климат соответственно изменялся от субарктически-гумидного до субарктически-бореально-гумидного и в конце вновь становился субарктически-гумидным. Наконец, важным моментом является также то обстоятельство, что накопление делювия нижних двух этапов происходило в относительно более гумидной обстановке по сравнению с последующими, которые формировались в относительно более аридных условиях.

В целом наиболее благоприятными этапами делювиообразования, судя по палинологическим исследованиям, были субарктически-семиаридная обстановка, свойственная переходным обстановкам от стадияла к межстадиялу и от последнего к первому, а также семиаридный более теплый климат оптимума межстадияла, где роль древесных была невелика. Общей особенностью этих этапов было преобладание открытых безлесных ландшафтов.

Основные выводы, полученные по данным спорово-пыльцевого анализа, достаточно хорошо коррелируются с изложенными выше общими закономерностями строения разреза. Действительно, возросшая интенсивность склонового смыва в верхних этапах делювиообразования хорошо увязывается с относительно аридной обстановкой и господством открытых ландшафтов.

Результаты палинологических исследований, а также строение разреза позволяют отметить чрезвычайно важное обстоятельство — достаточно резкую изменчивость климата, которая фиксируется прежде всего по палинологическим данным. Эти данные, а также результаты определений радиоуглеродного возраста позволяют считать, что изученные отложения имеют преимущественно средневалдайский возраст, а верхняя погребенная почва близка по возрасту концу этого этапа. Таким образом, исходя из приведенных данных можно заключить, что средний валдай в рассмотренном районе характеризовался значительной из-

Результаты спорово-пыльцевого анализа разреза шурфа Костенки 1

Ритмы развития растительности	Спорово-пыльцевые комплексы	Номер образца	Литология	Ландшафтная обстановка	Характеристика климата	Номер культурного горизонта	Климатостратиграфические подразделения и их фрагменты
XI	XVI	29–30	Бурый суглинок с псевдомицелием – погребенная почва	Разнотравные луга и сообщества с участием маревых	Субарктический, аридный	I	Начало похолодания стадиала
X	XV	28	Бурый суглинок с псевдомицелием, небольшим количеством гравия мела – делювий	Разреженные и островные леса с участием сосны, ели; разнотравные луга	Бореально-субарктический, относительно аридный		Начало или конец потепления межстадиала
IX	XIV	25–27	Бурый суглинок с псевдомицелием; галька и гравий мела; низ – делювий; верх – погребенная почва	Разреженные и островные еловые леса, разнотравные луга	Субарктическо-бореальный, гумидный	Валдай	Начало потепления межстадиала
	XIII			Разнотравные луга	Субарктический, гумидный		Конец похолодания стадиала
VIII	XII	18–24	Бурый суглинок, полосчатый, палево-бурый, много гравия и гальки мела, особенно в нижней части; низ – делювий; верх – погребенные почвы	Тайга (еловые леса)	Бореальный, гумидный	III	Потепление межстадиала
	XI			Разреженные и островные еловые леса, разнотравные луга	Субарктическо-бореальный, гумидный		Конец похолодания стадиала
VII	X	16–17	В кровле слабогумусированный суглинок; ниже – бурый суглинок с гравием мела – погребенная почва	Злаково-разнотравные луга	Субарктический, гумидный		Переход к похолоданию стадиала
				Разреженные островные леса с участием ели и сосны	Субарктическо-бореальный, гумидный		Конец потепления межстадиала

Ритмы развития растительности	Спорово-пыльцевые комплексы	Номер образца	Литология	Ландшафтная обстановка	Характеристика климата	Номер культурного горизонта	Климатоэстратиграфические подразделения и их фрагменты
VI	VIII–IX	13–15	В кровле – белесый мергелеподобный суглинок; ниже – палево-бурый с большим количеством гравия и гальки мела; есть железистые микроконкреции – делювий	Лесостепь (елово-сосновые леса, единично – липа), разнотравные луга	Южнобореальный (семиаридный)	Средний	Оптимум потепления межстадиала
V	VII	11–12	Гумусированный суглинок – погребенная почва	Южная тайга (еловый лес)	Бореальный, гумидный	IV	Потепление, межстадиал
IV	VI	10	Белесый мергелеподобный суглинок – делювий	Гигрофильные и мезофильные луга, разнотравно-злаковые	Субарктический, гумидный		Похолодание, стадиал
III	IV–V	7–9	Суглинок палево-бурый с большим количеством гальки и гравия мела – делювий	Островные леса из сосны и березы (есть злаково-разнотравные луга)	Субарктическо-бореальный, гумидный	Ранний валдай	Начало потепления межстадиала
					Субарктический, гумидный		Похолодание, стадиал
II	III	5–6	Гумусированный суглинок с крошкой древесного угля – погребенная почва	Островные леса из сосны, березы, или в сочетании с мезофильными разнотравными лугами	Холодно-умеренный	V	Начало или конец потепления межстадиала
I	I–II	1–4	Вверху – бурый суглинок, ниже – палево-бурый с гравием и галькой мелового мергеля; есть железистые бобовинки – делювий	Господство травянистых и кустарничковых сообществ, представленных мезофильными лугами	Субарктический, семиаридный		Похолодание, стадиал

менчивостью во времени растительного покрова, отражавшего соответствующие климатические флуктуации. Это позволяет поставить вопрос о необходимости по-новому взглянуть на палеоландшафтные реконструкции приледниковых пространств. Конечно, изученный район находится достаточно далеко от границы максимального распространения ошашковского оледенения. Может быть, именно поэтому, по данным спорово-пыльцевому анализу, здесь практически отсутствуют такие представители гилоарктической флоры, как карликовая береза, *Selaginella*, *selaginoides*. Необходимо также отметить, что, судя по публикациям, в рассматриваемом районе отсутствуют бесспорные следы многолетней мерзлоты. Попытки некоторых исследователей связать имеющиеся небольшие деформации с солифлюкционными процессами геологически остаются мало обоснованными. С нашей точки зрения, те деформации грунта на склонах, которые объяснялись солифлюкционным течением, более правомерно связать с поспойно-пластичным течением переувлажненных склоновых образований. Мощность отложений, затронутых подобными перемещениями, явно превышает "солифлюкционный масштаб", поскольку в ряде мест достигает 3—4 м. Поэтому описанное нами явление гравитационного поспойно-пластичного течения материала скорее относится не к обычной солифлюкции, а к так называемой "тропической солифлюкции". Предпосылка этого процесса связана с этапом интенсивного увлажнения склоновых отложений. Применительно к рассматриваемому району мы полагаем, что временной этап интенсивного выпадения атмосферных осадков был связан со временем максимума распространения ошашковского оледенения. Таким образом, для рассмотренной серии склоновых осадков намечается последовательная, без существенных перерывов, смена во времени процесса делювиообразования на процессы гравитационного сползания переувлажненного материала вниз по склону.

По-видимому, с этим последним процессом связано своеобразие полученных спорово-пыльцевых данных, которое выражается прежде всего в прерывистости палинологических спектров, их фрагментарности и незавершенности ритмов (см. таблицу).

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСА СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЕ В ХОДЕ ТРАНСПОРТА И СУБАЭРАЛЬНОГО ДИАГЕНЕЗА

В строении склона, прилежащего непосредственно к шлейфу описанных отложений, преобладающее участие принимают мелоподобные мергели, поблизости распространены глауконитовые песчаники с мелкими фосфоритовыми конкрециями верхнемелового возраста, а также более древние четвертичные отложения. Как ясно из приведенного выше изложения общих закономерностей строения комплекса склоновых образований, характерной особенностью их литологического состава является четко выраженная унаследованность от отложений, развитых на склоне. Обилие в них обломочного материала, состоящего из мелоподобного мергеля, повышенная карбонатность толщи непосредственно свидетельствуют об этом.

Отсюда вполне естественно, что все изученные отложения являются в той или иной степени карбонатными. Делювиальные суглинки и верхние почвы имеют карбонатность от 30 до 40%, участки разреза, обогащенные вторичным гидроморфным карбонатом, имеют карбонатность до 55%. Лишь нижние две погребенные почвы обладают меньшей карбонатностью (соответственно 7,24% нижняя и 25% вторая снизу).

Таким образом, в процессе делювиального осадконакопления, которое происходит в результате переотложения преимущественно мелоподобных пород, происходит их постепенная деструкция с общей направленностью к уменьшению по сравнению с первоначальной их карбонатностью.

Экзотическим материалом среди делювиальных отложений является лишь

вулканический пепел, концентрирующийся в тонкие линзы или прослои. Он характеризуется светло-палевым цветом и алевритовой размерностью. Под микроскопом это частицы бесцветного стекла в виде остроугольных, изометричных, удлинённых, рогульчатых частиц, представляющих собой фрагменты чрезвычайно тонких перегородок газовых пор, образовавшихся при вспучивании и дезинтеграции сильно газонасыщенного расплава.

Принципиально делювиальные отложения всех выделенных циклов имеют одинаковый состав. Они представляют собой палево-бурые или палевые суглинки, в которых неравномерно содержатся гравий, обломки и слабо окатанная галька мелового мергеля. Нередко этот обломочный материал сконцентрирован в стенке шурфа в виде прерывающихся цепочек или тонких линзочек. Как правило, для каждого этапа делювиенакпления наблюдается уменьшение содержания обломочного материала снизу вверх по разрезу. Это позволяет говорить об уменьшении во времени интенсивности осадочного процесса.

По результатам изучения шлифов основу породы составляют карбонатные обломки, среди которых встречаются обособленные ограненные карбонатные зерна, обломки раковин моллюсков, обломки и целые раковинки фораминифер и игл морских ежей, обломки пелитоморфных органогенных известковых пород и, наконец, карбонатные или алеврито-карбонатные агрегаты, округлой или эллипсоидальной формы. Размер их колеблется от 0,2 до 0,7 мм. Они образованы главным образом пелитоморфной карбонатной массой с включенными в нее зернами кварца, раковинного материала и т.д. Агрегаты в большинстве случаев неплотно упакованы. В результате в породе нередко сохраняются поры, хотя часто они заполнены алевропелитоморфно-карбонатной цементной массой, похожей на материал агрегатов.

Важно отметить, что отмеченные округлые агрегаты образуют весьма характерную так называемую *катунковую* внутреннюю текстуру породы, которая в рассматриваемом конкретном случае является одним из признаков делювиального осадконакопления.

Силикатная составляющая породы колеблется всего в пределах от 2 до 5%. В ней преобладают угловато-округлые зерна кварца, в единичных зернах встречаются калиевые полевые шпаты, глауконит, мусковит, зерна фосфатного состава и окрашенные гидроокислами железа алевроглинистые бескарбонатные микроконкреции. Наличие силикатного материала позволяет думать, что накопление делювия происходило не только вследствие смыва карбонатного материала и его разрушения, но и смешения разнородного материала отложений, имеющих на склоне.

В целом порода пронизана редкими округлыми порами-каналами: тонкими, диаметром до 0,25 мм, и округлыми, диаметром до 1 мм. Тонкие напоминают фитопоры, а часть крупных, возможно, представляет собой норы червей-иловедов. Об этом, в частности, свидетельствуют имеющиеся в некоторых из них характерные мелкокомковатые "земляные" пробки. Стенки тонких пор в нижней части разреза обычно покрыты белесой карбонатной коркой, а в верхней — инкрустированы золотистыми водорослями. В отложениях последнего этапа делювиобразования по стенкам некоторых пор встречаются выделения люблинита.

Еще одной важной особенностью рассматриваемых делювиальных отложений, как отмечалось, является наличие в них осветленных мергелеподобных участков глинисто-известкового суглинка, приуроченных, как правило, к верхней их части. Исключение составляют лишь отложения V этапа делювиобразования, в основании которого, в отличие от всех остальных, имеются линзоподобные пятна глинисто-известкового суглинка.

Глинисто-известковый мергелеподобный суглинок также содержит обломки мергеля. В отличие от ранее описанных делювиальных отложений, на рассматриваемых участках имеется интенсивная карбонатизация, которая сопровождается растворением и частичным метасоматическим замещением силикатных и

карбонатных обломков, а также заполняет поры неплотной упаковки между катунами пелитоморфной карбонатной цементной массой.

В целом образование интенсивной вторичной карбонизации связывается нами, как указывалось, с выходами грунтовых вод.

По сути дела, прямым геологическим свидетельством выхода напорных грунтовых вод могут служить вертикально стоящие "столбы" мергелеподобного суглинка, отпрепарированные в поле первого шурфа, которые можно рассматривать как подводящие каналы.

Наконец, в делювии местами встречаются органожелезистые стяжения в виде мелких бобовинок. Наличие их отмечено в отложениях первого, третьего и четвертого этапов делювиеобразования.

Остановимся теперь на особенностях гумусированных прослоев. В этом отношении в разрезе выделяются следы почвообразования, которые, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, соответствуют времени существования в данном районе лесной растительности и безлесным ландшафтам гумидно-субарктического типа с господством злаково-разнотравных лугов. Поэтому охарактеризуем кратко реликтовые проявления следов почвообразования этих двух типов.

К лесным почвам относятся горизонты I, II, IV. Необходимо отметить, что эти горизонты выделяются прежде всего по окраске, сохраняя в целом внутреннюю текстуру, описанную ранее для делювиальных отложений. В первом почвенном горизонте обнаружены гумифицированные по фульватному типу растительные останки. Структура основной глинистой массы мегапелитовая спутанно-волокнистая. На этом фоне выделяются участки с отчетливой оптической ориентировкой глинистых кристаллитов, главным образом вдоль некоторых пор неплотной упаковки и литогенетических трещин. В большинстве случаев натечные глинистые агрегаты в той или иной степени прокрашены органожелезистыми соединениями. Они же нередко образуют мелкие округлые, почти непрозрачные стустки с расплывчатыми контурами, достигающими в поперечнике 0,2 мм. Встречаются мелкие железистые бобовинки.

В почвенных горизонтах имеются также гнезда, тонкие прожилки белесо-желтого пелитоморфного карбонатного вещества эпигенетического происхождения. Чрезвычайно показательно, что в отличие от всех вышележащих почвенных горизонтов в нижнем горизонте отсутствуют включения щебенки и мелких фрагментов мергеля, которые оказались полностью растворенными.

К фрагментам безлесных почв относятся III и V горизонты. В основном это слабо прокрашенные гумусом серовато-палевые суглинки, слабоуплотненные, карбонатные, с обломками мергеля, бескарбонатными катунами и редкими стяжениями, густо окрашенными органожелезистым красновато-бурым пигментом. В почве V горизонта отмечается наличие значительного количества биогенных каналцев, инкрустированных известковыми чехлами золотистых водорослей. В крупных порах и по отдельности много выделений люблинита.

Материалы проведенных исследований раскрывают как седиментационные, так и эпигенетические признаки отложений.

Седиментационные признаки отражаются прежде всего на составе и структурно-текстурных особенностях отложений. Так, например, галечно-гравийная и песчано-алевритовая составляющие отложений от слоя к слою изменяются количественно, но на всем вскрытом интервале они остаются качественно однородными. Это свидетельствует о постоянстве источника осадочного материала. Далее, катунковатые текстуры с характерными порами неплотной упаковки, в той или иной степени просвечивающие через эпигенетическую карбонизацию во всех без исключения исследуемых образцах, свидетельствуют о преимущественно делювиальном типе первичного осадконакопления.

Следующая группа седиментационных признаков имеет отношение к истории палеоклиматических обстановок времени формирования шлейфа. К ним относятся колебания в относительном содержании песчано-алевритовой карбонатной

обломочной составляющей, заимствованной от мелового источника, и погребенные почвы.

Наличие субазрального обломочного карбоната накопления, чувствительного к условиям атмосферного увлажнения, свидетельствует о том, что оно происходило в обстановках в той или иной степени выраженного семиаридного климата.

Колебания в относительном содержании песчано-алевритовой карбонатной составляющей, заимствованной от мелового источника (обломки меловых пород, раковинки фораминифер, иглы морских ежей), так же как и степень коррозии этих обломков, могут быть интерпретированы как показатель изменения во времени условий атмосферного увлажнения. Исходя из этого, можно заключить, что в карбонатной части разреза запечатлено по крайней мере три фазы относительно повышенного атмосферного увлажнения. Первая относится по времени формирования III погребенной почвы. Обломки этого слоя существенно карбонатны, в том числе и за счет скелетных обломков меловых морских организмов. Но их относительно меньше, чем в ниже- и вышележащих слоях, и все они несут отчетливые признаки коррозии. Вторая фаза относительно повышенного увлажнения соответствует времени накопления IV погребенной почвы. По степени воздействия на карбонатное осадконакопление она мало отличается от предыдущей.

Карбонатное осадконакопление в описываемом разрезе геологической истории шлейфа практически полностью прерывалось лишь 1 раз — во время формирования I погребенной почвы. В отложениях ее отсутствует почти полностью песчано-алевритовая карбонатная составляющая, но они содержат редкие карбонатные обломки крупнопесчано-мелкогалечной размерности. Причину этого можно видеть лишь в том, что осадки этого слоя формировались в условиях существенно большего атмосферного увлажнения. В этой погребенной почве обнаружено присутствие темноокрашенных алевроглинистых бескарбонатных катунув в качестве порообразующего компонента основной массы суглинков; содержание в них гумифицированных обрывков, судя по оптическим свойствам, фульватного типа, растительных остатков; присутствие в основной массе суглинка оптически ориентированных глинистых натекнов, прокрашенных органомжелезистым пигментом, а также мелких органомжелезистых стяжений. Все это соответствует представлениям о развитии лесных почв и соответственно лесных ландшафтов.

Во II и III погребенных почвах гумусовая окраска по оптическим свойствам соответствует скорее гуматному, чем фульватному типу. Наряду с другими данными, это свидетельствует о том, что почвообразование этого времени происходило в условиях островных лесов, близких к лесостепным ландшафтам.

К сингенетическим признакам нами относится также гидрогенная карбонатизация, которая выражается в резком повышении на некоторых участках разреза цементирующего пелитоморфного карбонатного вещества, в той или иной степени заполняющего седиментационные поры и метасоматически замещающего силикатные и карбонатные обломки в песчано-алевритовой составляющей суглинков. Как отмечалось, участки разреза с интенсивной вторичной карбонатизацией выделяются своей белесой окраской. Имеются они и в описанных тонких трещинах отрыва.

Образование участков повышенной карбонатизации связывается нами с выходом интенсивно обогащенных бикарбонатом подповерхностных грунтовых вод в связи с соответствующим повышением уровня атмосферного увлажнения, совпадающего во времени с максимумом последнего оледенения. Переувлажнение отложений способствовало появлению процессов гравитационного пластического течения склоновых образований. Приуроченность зон гидроморфной карбонатизации к верхней части делювиальных толщ может быть обусловлена как различиями в проницаемости почвенных и делювиальных горизонтов, так и отжатием соответствующих растворов из зон более интенсивного проявления пластического течения. Повышенное содержание глинистого материала в почвах,

видимо, способствовало более интенсивному проявлению пластического течения именно на этих участках толщи склоновых образований.

К эпигенетическим признакам относятся нами биопоры, колонии золотистых водорослей и выделения люблинита.

Биопоры, из которых подавляющее количество относится к фитопорам, пронизывают всю толщу, т.е. прослеживаются на глубину свыше 4 м от поверхности. При этом густота их постепенно возрастает вверх по разрезу. Эпигенетическая природа биопор доказывается тем, что они просверливают слои, в различной степени измененные гидрогенной карбонатизацией. При этом все они, если не принимать во внимание земляные пробки в ходах илоедов и не полностью разложенные остатки корневых волосков в фитопорах, остаются пустыми. Лишь в редких случаях в низах разрезов стенки их инкрустируются тонкими пленками пелитоморфного карбоната, а в верхних частях разреза — колониями золотистых водорослей и (или) выделениями люблинита.

Изучение шлифов показало, что в верхней части толщи в пределах III, IV и V ритмов (Костенки 1) постоянно встречаются разрозненные обызвесткованные клетки золотистых водорослей. В осадках III ритма их еще мало, но в низах IV ритма они появляются в прижизненном состоянии, а в отложениях V ритма становятся преобладающим компонентом.

Как известно, золотистые водоросли являются эфемерами семиаридных климатических обстановок. Их произрастание связывается с временными увлажнениями и с эпизодическими появлениями луж, степных блюдец и т.п. В периоды общего повышения увлажненности климата условия для их существования становятся неблагоприятными. Отсюда можно сделать вывод о том, что появление золотистых водорослей в отложениях верхней части разреза связано с более аридными условиями, существовавшими в данном районе после затухания массового гравитационного течения пород.

Первые незначительные выделения люблинита — игольчатой модификации кальцита — начинают встречаться в средней части IV ритма на глубине около 2 м. Выше количество его возрастает и продолжает расти вплоть до самых верхних частей охарактеризованного разреза. В отличие от колоний золотистых водорослей, инкрустирующих лишь фитопоры, люблинит встречается и в полостях любого другого происхождения: порах неплотной упаковки, трещинах отдельности и т.п. По этой приуроченности люблинит может быть отнесен к эпигенетическим образованиям.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ФРАКЦИЙ

Образцы склоновых отложений исследовались методом рентгеновского фазового анализа на дифрактографе ДРОН-2 ($\text{Cu K}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр). Получены дифрактограммы с ориентированных препаратов фракций $<0,001$ мм в воздушно-сухом, насыщенном глицерином и прокаленном при 550°C состояниях, а также после обработки вещества 10%-ным раствором HCl три пары образцов из подпочвенного делювия и погребенных почв (обр. 10,12; 19,22 и 28,29) исследовались электронографическим методом косых текстур.

Установлено, что глинистые фракции всех образцов делювия и погребенных почв по минеральному составу поликомпонентны и однотипны. Среди слоистых силикатов абсолютно преобладают тонкодисперсные диоктаэдрические смектиты с дефектными структурами и неупорядоченные смешанослойные минералы смектит-слюда; в постоянных и небольших количествах присутствуют гидрослюда, хлорит и каолинит. Каркасные силикаты представлены кварцем и следами полевых шпатов. Концентрация карбоната кальция различна в разных образцах и, как правило, ее снижение связано с погребенными почвами.

Результаты рентгеновского излучения вещественного состава фракции $<0,001$ мм сводятся к следующему (фиг. 4).

по отражениям 001, значение d которых меняется в зависимости от состояния вещества. В воздушно-сухом состоянии значение d первого малоуглового рефлекса находится в пределах 14,5–15 Å, что можно рассматривать как свидетельство преимущественного заселения межслоевых промежутков катионами Са с подчиненным количеством катионов Na и K. Насыщение образцов глицерином приводит к смещению малоуглового рефлекса в область с $d \approx 18$ –18,6 Å и появлению рефлекса с $d \approx 9,0$ Å (для смектитов из нижней половины разреза; дифракционные особенности смектитов из верхов толщи склоновых отложений изложены ниже). После прокаливании при 550°C на всех дифрактограммах появляются интенсивные отражения 001 и 003 с d , равными 9,9 и $\sim 3,19$ –3,25 Å соответственно.

Наряду с собственно смектитами в образцах из нижнего интервала разреза присутствуют неупорядоченные смешанослойные смектит-слюда, которые при насыщении образцов глицерином диагностируются по наличию на дифрактограммах рефлексов с d , равными 9,1–9,4 Å, свидетельствующими о содержании в структуре минералов межслоев слюдистого типа в количестве от 20 до 50% (обр. 2–19 на фиг. 1; обр. 10, 12 на фиг. 4).

Особенностью диоктаэдрических смектитов из верхней половины разреза является то, что в насыщенном глицерином состоянии их дифрактограммы содержат малоугловые рефлексы с $d \approx 18,6$ –20 Å, причем чем больше это значение, тем менее четок, более размыт профиль рефлекса, и выше уровень фонового рассеивания. Базальные отражения более высоких порядков отсутствуют. Это дает основание полагать, что в данном случае мы скорее всего имеем дело не со смешанослойным образованием смектит-слюда, а с собственно смектитовым минералом, отличающимся очень высокой дисперсностью и структурной дефектностью. К образцам такого типа относятся обр. 21–30, фиг. 1 (см. также фиг. 4, обр. 28, 29).

Таким образом, наряду с постоянством общего фазового состава глинистых минералов, свойственного всему изученному разрезу в целом, выявлено определенное своеобразие дифракционных картин смектитового минерала, встреченного в отложениях верхней части разреза.

С целью получения более детальной информации о структурных особенностях смектитовых и смешанослойных минералов смектит-слюда шесть образцов из подпочвенного делювия и погребенных почв (обр. 10, 12, 19, 22, 28, 29) исследовались электронографическим методом. Полученные электронограммы косых текстур ЭКТ всех образцов отличаются повышенным общим фоном диффузного рассеяния, свидетельствующим о присутствии значительных количеств аморфного вещества. В трех образцах (10, 19, 22) обнаружены реликты слюдистого минерала политипной модификации 2M₁.

На ЭКТ природных препаратов фиксируются лишь рефлексы типа hko и отсутствуют пространственные отражения hkl . Такие электронограммы характерны для смектитовых минералов с неупорядоченной структурой. Для них удалось определить только параметр b , равный 9,00–9,02 Å, свидетельствующий о диоктаэдрической природе смектитов.

С целью изучения структурного упорядочения исследуемые минералы были обработаны в 1n. p-ре K₂CO₃ с последующим проведением 70 циклов обводнения–высушивания. В результате такой обработки калий становится единственным межслоевым катионом и фиксируется в центрах гексагональных петель смежных 2:1 слоев минералов. Рентгеновское изучение полученных К-форм смектитов показало, что эти минералы практически перестали разбухать как в природном, так и в насыщенном этиленгликолем состояниях ($d_{001} \approx 10$ Å). Полученные К-формы смектитов были изучены также электронографическим методом. На их ЭКТ так же, как и на ЭКТ природных препаратов, присутствуют лишь рефлексы типа hko , а пространственные отражения hkl слиты в единый диффузный фон.

В условиях слюдистого способа наложения последовательных 2:1 слоев в К-насыщенных образцах ликвидированы дефекты смещения. Поэтому отсутствие *hkl*-рефлексов как с $K = 3n$, так и с $K/3n$ свидетельствует о наличии в структуре К-сметитов высокой концентрации дефектов упаковки, обусловленных неупорядоченными азимутальными разворотами последовательных 2:1 слоев на углы, кратные $n \cdot 60^\circ$ ($n = \pm 1, 2, 3$).

Таким образом, дефектность структуры как природных, так и К-формы сметитов не позволяет выявить особенности катионного распределения в их 2:1 слоях.

Сопоставление полученных нами результатов изучения глинистых фракций склоновых отложений с фазовым составом распространенных поблизости коренных пород, детально исследованных В.И. Муравьевым [9], дает основание говорить в целом об унаследованности их минерального состава.

По данным В.И. Муравьева, абсолютно преобладающими глинистыми минералами нерастворимых остатков мезозойских органогенных карбонатных пород являются сметиты и смешанослойные сметит-слюда. В очень небольших количествах отмечены гидрослюда, каолинит и каркасные силикаты — обломочный кварц и полевые шпаты. Карбонатное вещество представлено исключительно CaCO_3 .

Проведенные исследования не выявили каких-либо существенных различий в минеральном составе делювиальных отложений погребенных почв. Это может быть связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, высокая карбонатность пород всего разреза в целом обеспечивает высокую щелочную среду, благоприятную для существования 2:1 слоистых силикатов. Во-вторых, присутствующие в разрезе погребенные почвы представлены или их самыми нижними горизонтами, сохранившими почти неизменным первичный минеральный состав, или мы имеем дело в некоторых случаях с зачаточными почвообразовательными процессами. "Отголоски" почвенных процессов прослеживаются в зарегистрированном в погребенных почвах повышенном содержании рентгеноаморфного вещества, а также пониженной в них концентрации карбоната кальция.

Отложения верхней половины разреза отличаются, как отмечалось, тем, что основным компонентом их глинистых фракций является сметитовый минерал, дифракционные особенности которого, изложенные выше, дают основание предполагать его чрезвычайно тонкую дисперсность и структурную дефектность. Авторы считают необходимым обратить внимание на то, что к этой части разреза приурочены наиболее мощные культурные горизонты стоянок древнего человека (горизонты I и III); разложение обильных остатков животных и продуктов жизнедеятельности древнего человека могло привести к образованию активных реагентов, воздействовавших на среду, вмещавшую исследованные нами глинистые минералы. В свете этого предположения чрезвычайную структурную дефектность сметитов и отсутствие смешанослойных сметит-слюдистых фаз можно рассматривать как результат их аморфизации под действием "подкисленных" почвенных растворов. Если изложенная рабочая гипотеза о генетической связи сметитового минерала с наиболее мощными культурными слоями археологического памятника подтвердится при дальнейших исследованиях, то можно будет говорить о влиянии продуктов жизнедеятельности древнего человека на преобразование минерального состава отложений.

* * *

Изучение склоновых отложений позволило выявить для достаточно короткого временного интервала на переходе от потепления ко времени максимального распространения последнего оледенения эволюцию процессов склонового осадконакопления, тесно связанную с изменениями климата.

Судя по выявленным в результате спорово-пыльцевого анализа растительным формациям, климат, с одной стороны, был достаточно холодным, а с другой — существовали отдельные отрезки времени умеренно-холодной и даже умеренной климатической обстановки. При этом значительно менялась в различных ритмах гумидность климата. Таким образом, время перехода от потепления к оледенению отличалось нестабильной климатической обстановкой.

Изменение климата обусловило прежде всего неоднократную прерывистость интенсивности процесса делювиообразования, которое фиксируется в своем крайнем выражении различными погребенными почвами. Преимущественное накопление делювия происходило в условиях субарктически-гумидной, семиаридной обстановки, характерной для времени перестройки ландшафта от стадияла к межстадиялу и от последнего к первому, а также для семиаридного климата оптимума межстадияла. Все эти ландшафты были открытыми, безлесными.

Со временем максимального распространения последнего оледенения связано резкое повышение количества атмосферных осадков. Это вызвало принципиальные изменения в направленности процессов склонового осадконакопления. Значительная гумидизация климата в период максимального оледенения вызвала переувлажнение толщи склоновых отложений, что способствовало появлению гравитационного послыдно-пластического их перемещения, которое иногда сопровождалось оплывинами и оползневыми явлениями. Все это привело к тому, что в отдельных местах толща склоновых отложений утратила частично, а иногда и полностью, свои первоначальные свойства. В особенности это относится к погребенным почвам и в какой-то степени к делювиальным отложениям.

По своей сути изученные отложения отражают первые стадии процесса мобилизации вещества. Существо этого процесса с позиций и преобразования материнских пород сводится прежде всего к их дезинтеграции, смещению разновозрастных отложений и в конечном итоге к образованию нового типа осадков. В новом типе осадков отразились черты делювиального седиментогенеза, почвообразования, гравитационного течения грунтов, а также преобразования их в ходе изменения палеогидрогеологических условий, возможно, даже деятельность древнего человека, а также явления, которые могут быть связаны с процессами субзарального диагенеза.

В минеральном отношении четко прослеживается унаследованность состава от материнских пород, которая прежде всего отражается в карбонатности вновь образованных отложений, а также в наличии примеси минералов из разновозрастных отложений, имеющих на прилежащих склонах. При этом карбонатность описанных отложений по сравнению с мелоподобными мергелями естественно существенно ниже. Поэтому можно говорить о значительном по масштабу выносе карбонатов в процессе седиментогенеза склоновых отложений. Однако общая направленность его оказывается более сложной: с одной стороны, в различных погребенных почвах вынос карбонатов различен; с другой — в ходе склонового седиментогенеза происходило обогащение делювия новообразованным карбонатом. К числу минеральных новообразований относятся также золотистые водоросли и люблинит. Нам представляется чрезвычайно важным обнаружение в верхней части разреза среди глинистых минералов тонкодисперсного структурно-дефектного смектита. Наконец, следует упомянуть о пористости отложений, наличие которой связывается с последующими процессами переработки возникшей толщи склоновых отложений после прекращения их гравитационного перемещения. Именно поэтому имеющиеся поры оказались открытыми.

В отличие от других исследователей каких-либо бесспорных проявлений многолетней мерзлоты в данном районе нами не обнаружено. В этой связи необходимо отметить, что увлечение разнообразными солифлюкционными текстурами при изучении южных окраин перигляциальной зоны ощущается во многих работах, хотя чаще всего серьезной аргументации в пользу определенного их генезиса, подтверждающего связь с наличием многолетнемерзлотных пород, обычно не при-

водится. На основе проведенных исследований и анализа литературы авторы считают возможным высказать мнение о том, что в этих районах было широко распространено гравитационное течение переувлажненных склоновых отложений, совпадающее во времени с максимумом последнего оледенения. Однако это перемещение материала по склонам не было связано с многолетней мерзлотой. По масштабам явления, мощности захваченных течением пород описанный процесс пластического течения пород скорее всего сопоставим с так называемой тропической солифлюкцией, хотя совершенно ясно, что к тропическим районам изученный район не имеет никакого отношения. Важно в этом случае отметить, что наличие подобного перемещения масс склоновых отложений свидетельствует о значительной гумидизации по крайней мере южной половины перигляциальной зоны, совпадающей по времени с максимумом последнего оледенения. При этом важно подчеркнуть, что авторы не отрицают полностью возможность существования мерзлотного режима грунтов в южной половине перигляциальной зоны последнего оледенения. Судя по опубликованным в литературе данным, в ряде мест (например, на территории Западной Украины) имеются геологические проявления мерзлотного режима, но они могут быть отнесены уже к этапу времени после максимума оледенения.

Литература

1. *Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 255 с.
2. *Верещагин Н.К., Кузьмина И.Е.* Экология млекопитающих Верхнего Дона в эпоху позднего палеолита // Верхний плейстоцен и развитие палеолитической культуры в центре Русской равнины. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та. 1979. С. 13–15.
3. *Ефименко П.П.* Костенки 1. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 135.
4. *Грищенко М.Н.* Палеогеография Костенковско-Борщевского района эпохи верхнего палеолита // КСИИМК. 1950. Вып. 31. С. 97–101.
5. *Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. 1948. Вып. 64. 500 с.
6. *Лаврушин Ю.А.* Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов // Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 91–104.
7. *Маласова Е.С., Спиридонова Е.А.* Палеогеография Костенковско-Борщевского района по данным палинологического анализа // Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону. Л.: Наука, 1982. С. 234–245.
8. *Москвитин А.И.* Об ископаемых следах "вечной" мерзлоты // Комис. по изуч. четвертич. периода. 1948. № 12. С. 25–30.
9. *Муравьев В.И.* Минеральные парагенезисы глауконитово-кремнистых формаций // Тр. ГИН. 1983. Вып. 360. С. 202.
10. Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону. 1879–1979 / Под ред. Н.Д. Праслова и А.Н. Рогачева. Л.: Наука, 1982. 285 с.
11. *Цейтлин С.М.* Закономерности размещения криогенных деформаций в отложениях перигляциальных зон плейстоцена Северной Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 35–40.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
8.VIII.1987

УДК 553. 068.6

СООТНОШЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОЙ И НЕОРГАНИЧЕСКОЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ В НЕКОТОРЫХ ТИПАХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Наговицына О.И., Белокопъ Т.В.

В статье рассматриваются вопросы количественных взаимоотношений основных компонентов углеродсодержащих осадочных пород. Показано, что содержание органического углерода определяется составом породы.

В последнее время в связи с открытием залежей нефти в баженовской свите Западной Сибири значительно возрос интерес к отложениям доманикового типа, представляющим собой специфическую толщу переслаивающихся карбонатно-глинисто-кремнистых пород, обогащенных органическим углеродом $C_{орг}$. Доманиковая формация широко развита в восточной части Русской платформы, где она по совокупности геохимических данных многими исследователями относится к нефтематеринским свитам [2, 5]. Несмотря на большое число исследований, положение высокоуглеродистых разностей среди осадочных пород не представляется достаточно определенным. До сих пор отсутствует единая их классификация. Ряд исследователей абсолютизируют неорганические составляющие (карбонатность, глинистость, окремнение), другие — органические компоненты ($C_{орг}$, битуминозность) [4]. В то же время не выяснены детали распределения и взаимосвязи четырех основных породообразующих веществ этих отложений (карбонатов, глин, кремния и органического вещества), которые в совокупности представляют собой единую систему, контролирующую процессы нефтеобразования.

Цель данных исследований заключается в установлении количественных взаимоотношений основных компонентов углеродсодержащих пород. Объектами изучения послужили породы преимущественно доманикового типа Пермского Прикамья, Южного Урала, Западной Башкирии и Коми АССР. Обобщены результаты исследований почти 100 проб пород в основном семилукского горизонта (табл. 1).

Установлен широкий диапазон изменения концентраций породообразующих веществ. Так, глинистость колеблется от нескольких до 67%, содержание свободного кремнезема — от 1 до 70%, карбонатность — от 0 до 95%, $C_{орг}$ достигает 30%. В региональном плане в пределах Камско-Кинельской системы впадин (ККСВ), являющейся основной зоной развития доманиковых фаций, наблюдается увеличение глинистости и уменьшение содержания свободного кремнезема в северном и северо-западном направлениях. Например, в Шалымской впадине кремнистость достигает 33%, тогда как во впадинах ККСВ, территориально приуроченных к Предуральскому прогибу, обычно не превышает 4%.

Наиболее высокие (в среднем 12,84%) значения содержаний органического углерода установлены для отложений Западной Башкирии. Для них характерно также пониженное содержание карбонатов (25,80%) при относительно высоких (23,94%) значениях глинистости. Среди изученных образцов карбонатность повышена для пород Пермского Прикамья, содержание свободного кремнезема обычно невысоко (8,24%). Концентрации последнего повышены в породах Южного Урала и Коми АССР (41,28 и 34,41% соответственно).

Не обнаружены единые для разных регионов парные зависимости между ос-

Минеральный состав пород, %

Номер точки (см. фиг. 2)	Местонахождение, площадь	Порода	Номер скважины и образца	H.O.	SiO ₂ (общ.)	Глина	Σ карбонатов	SiO ₂ (своб.)	Сорг
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Пермское Прикамье *									
1	Боровицкий профиль	Мергель	605	34,70	23,90	19,14	55,35	11,68	0,52
2	Тунеговская	Известняк	37	18,91	10,46	10,64	74,22	3,67	2,36
3	Андреевская	То же	50	14,20	5,24	5,57	73,69	1,70	0,83
4	"	"	50	10,10	5,83	7,22	84,17	1,22	0,92
5	Лызовская	Глина	107	70,17	42,51	66,59	3,62	0,00	6,03
6	Красносельская	Известняк	197	15,56	12,56	9,76	75,81	4,84	1,84
7	"	Известняк глинистый	197	29,58	17,99	22,06	67,12	3,92	2,26
8	"	Известняк слабоглинистый	197	15,88	9,75	10,75	80,11	2,89	0,52
9	Кирилловская	То же	101	17,22	11,61	10,31	76,53	5,03	4,09
10	"	Известняк кремнистый	101	27,60	22,98	8,47	67,94	17,58	1,37
11	"	Известняк	101	4,53	3,44	0,69	89,40	3,00	13,96
12	Туркинская	Известняк кремнистый	53	36,65	34,69	2,27	57,61	33,24	2,57
13	"	Известняк	53	4,42	3,18	2,05	94,84	1,87	0,89
14	"	Известняк кремнистый	53	45,54	38,41	10,93	39,51	31,43	11,67
Южный Урал **									
1	р. Баса, проба III	Силицит глинистый	1 (с)	82,36	74,41	20,81	3,06	61,21	4,90
2	р. Куш-Елга, шурф 3	Кремне-аргиллит	1/98	70,79	62,63	26,38	2,84	45,69	13,35
3	То же	Силицит глинистый	2/97	77,93	73,01	15,82	2,33	62,94	11,37
4	р. Куш-Елга, шурф 4	То же	3/93	84,90	80,06	15,90	1,97	69,94	5,62
5	р. Куш-Елга	Силицит	4/94	85,60	81,16	16,57	1,65	70,57	5,24
6	р. Баса	То же	130 (Т)	—	74,41	20,81	3,67	61,21	4,90
7	" проба I	Известняк кремнистый	2 (С)	31,24	27,48	7,59	60,97	22,69	2,35
8	" проба II	То же	3 (С)	60,43	53,21	16,63	25,42	42,63	3,40
9	" проба IV	"	4 (С)	54,31	49,14	12,46	37,11	41,35	1,50
10	" проба V	Известняк кремнисто-доломитизированный	5 (С)	23,79	21,88	4,13	68,72	19,25	1,60
11	" проба VI	Кремне-известняк	6 (С)	44,34	39,91	9,64	45,37	33,86	2,75
12	" проба VII	Силицит известковый	7 (С)	59,38	56,38	7,52	30,78	51,58	3,00
13	р. Токаты	Известняк кремнистый	9/61	33,20	30,86	6,54	62,27	26,72	1,39

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
14	р. Шилкай	Известняк глинисто-кремнистый	10/92	—	35,45	13,94	54,94	26,55	1,80
15	р. Рязуян	Кремне-известняк	13/128	46,26	40,41	18,98	43,81	28,30	3,62
16	р. Баса	Известняк кремнистый	128 (Т)	—	27,59	8,30	61,68	22,31	2,35
17	"	Кремне-известняк	129 (Т)	—	53,42	18,72	26,19	41,42	3,40
18	"	Кремне-известняк	131 (Т)	—	49,30	13,95	36,39	40,40	1,50
19	"	доломитизированный Известняк кремнисто-доломитизированный	132 (Т)	—	21,89	4,27	66,54	19,21	1,60
20	"	Кремне-известняк	133 (Т)	—	40,04	11,0	46,02	33,0	2,75
21	"	Силицит глинисто-известковый	134 (Т)	—	56,51	10,24	31,39	50,00	3,00
22	р. Тереклы	Кремне-известняк	11/78	59,62	52,86	24,32	31,26	37,41	2,23
З а п а д н а я Б а ш к и р и я **									
1.	Культюба	Силицит глинистый	16/6	92,55	82,20***	30,15	0,00	56,90	0,34
2	Черкаassy, скв. 1	Глина кремнистая	1/67	76,01	66,20	58,36	6,76	13,18	8,17
3	"	Мергель кремнистый	1/72	63,03	72,10	36,04	20,20	22,42	8,57
4	Черкаassy	То же	1/75	65,77	66,90	44,56	20,63	15,05	5,42
5	Стерлибашево	"	13,636	53,60	61,80	37,81	14,93	9,03	19,46
6	Чекмагуш	"	65/1079	43,30	69,90	26,38	16,59	13,31	30,27
7	"	Кремне-аргиллит	65/1085	65,72	73,50	35,09	16,72	25,96	9,80
8	Северная Культюба	То же	23/211	42,12	74,09	15,14	25,15	21,59	23,15
9	Югомашево	Кремне-известняк	3/389	55,15	82,14	21,75	22,45	31,41	13,47
10	Орьбаш	То же	11/567	33,34	63,00	23,60	51,00	5,99	11,38
11	Кебячево	Известняк кремнистый	3/51 747	23,40	75,60	11,19	48,92	10,61	10,06
12	Байкибашево	Силицит известковый	3/500	87,77	97,47	3,48	26,74	83,38	4,47
13	Югомашево	То же	20/418	56,27	94,00	1,90	27,46	51,69	11,18
14	"	"	20/407	28,52	69,50	16,01	43,31	9,61	18,75
15	"	"	20/412	36,98	78,40	16,21	37,45	18,72	15,46
16	"	Кремне-известняк	20/413	55,30	89,10	11,18	25,42	42,06	6,17
17	Шкапово	То же	5/59 1141	30,08	64,60	18,18	35,16	7,74	22,24
18	"	"	5/59 1139	29,92	64,50	19,17	30,98	7,23	20,24
19	Стерлибашево	Мергель кремнистый	13/677	40,95	61,80	28,40	44,24	7,22	7,57

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
20	Кировская	Мергель	4/773	39,95	77,10	14,31	25,96	21,68	20,81
21	"	кремнистый	4/775	29,31	77,10	9,71	47,01	16,48	14,89
22	Охлебинино	Кремне-известняк	4/265	45,02	92,90	2,89	44,17	40,03	6,42
23	"	То же	4/268	38,50	85,80	10,43	42,99	26,42	6,58
24	Карлы	Известняк	13/28	28,76	84,7	8,81	56,34	18,87	0,74
25	"	кремнистый Известняк	715 13/28	18,45	81,80	8,56	72,55	9,65	5,57
26	Кебячево	глинисто-кремнистый	716						
27	Карлы	То же	1/51	36,72	64,60	25,28	53,27	7,30	4,82
28	Акинеево	Известняк	734 13/28	16,75	68,30	10,47	67,87	4,81	9,38
29	Черкаassy	глинистый Известняк	718						
30	Югомашево	Известняк	24/668	33,93	73,00	21,67	51,96	10,87	6,96
31	"	кремнисто-глинистый							
32	"	Известняк	1/69	28,30	64,90	20,97	58,86	4,89	6,47
33	"	глинистый							
34	"	То же	20/405	18,83	79,50	10,92	60,72	8,01	12,45
35	"	Известняк	20/415	26,35	86,00	7,77	65,83	17,76	8,23
36	"	кремнистый							
37	"	То же	20/417	23,50	94,90	3,39	65,62	20,13	7,20
Коми АССР**									
1	Ухтинский район	Кремне-известняк	7	—	40,84	13,58	20,10	32,19	18,69
2	То же	То же	65	—	38,62	12,38	39,67	30,76	9,19
3	"	"	51	—	38,38	9,87	36,68	32,14	13,25
4	"	"	14	—	48,80	15,44	15,76	39,04	16,71
5	"	"	25	—	31,16	16,90	28,26	20,40	17,15
6	"	Силицит	33	—	57,38	11,62	10,87	50,10	15,69
7	"	известково-глинистый							
8	"	Кремне-известняк	47	—	39,80	12,25	27,18	31,96	17,23
9	"	То же	140	—	39,82	7,15	43,75	35,24	6,83
10	"	Известняк	135	—	32,72	6,50	50,83	28,61	6,00
11	"	кремнистый							
12	"	То же	6	—	21,94	3,46	69,57	19,75	3,85
13	"	Силицит	12	—	83,94	4,52	4,89	81,06	6,19
14	"	Известняк	17	—	27,96	3,46	63,05	25,77	5,32
15	"	кремнистый							
16	"	Силицит	57	—	82,16	4,94	6,51	79,04	5,65
17	"	известково-глинистый							
18	"	То же	79	—	73,48	4,53	16,43	70,59	4,90
19	"	Известняк	114	—	37,72	4,52	50,83	34,84	5,00
20	"	кремнистый							
21	"	Кремне-известняк	142	—	52,02	7,53	25,54	47,22	9,18
22	"	То же	152	—	47,00	5,36	38,32	43,63	7,37
23	"	"	156	—	42,00	6,02	44,02	38,16	5,31
24	"	"	175	—	40,54	5,39	44,29	37,15	6,18
25	"	"	182	—	28,28	2,89	47,28	26,47	4,80
26	"	Известняк	217	—	11,96	1,92	80,58	10,76	4,29
27	"	кремнистый							

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
22	Ухтинский район	Известняк кремнистый	5	—	16,66	2,87	77,45	14,87	3,14
23	То же	Известняк	10	—	4,82	0,83	92,68	4,33	0,92
24	"	Известняк кремнистый	20	—	28,78	3,43	62,15	26,62	3,98
25	"	Известняк	24	—	7,92	3,47	89,15	5,72	0,40
26	"	То же	46	—	29,98	2,88	61,83	28,18	3,57

* Анализы выполнены С.А. Россик.

** Данные С.В. Максимовой [3].

*** Двуокись кремния рассчитана на нерастворимый остаток.

новными составляющими компонентами (табл. 2; фиг. 1). Только для Южного Урала и Коми АССР наблюдается тенденция роста $C_{орг}$ по мере уменьшения карбонатности и роста глинистости. Коэффициент корреляции между $C_{орг}$ и свободной SiO_2 колеблется от $-0,55$, до $+0,55$. Сходная картина наблюдается и для минеральных компонентов.

Для выявления взаимосвязи всех четырех составляющих одновременно нами был применен метод главных компонент (ГК) [1, 2], позволяющий сократить число случайных величин без существенной потери информации об изменчивости. При этом исходный набор линейно преобразуется в новый набор независимых случайных величин, расположенных в порядке убывания дисперсий. Эти новые величины называют главными компонентами. Несколько первых главных компонент обычно учитывают большую часть общей изменчивости [2]. Расчеты проводились отдельно для всех изучаемых регионов, попарно и для объединенной выборки.

Как правило, для изученных выборок первая главная компонента охватывает основную часть изменчивости (до 94,6%), вторая главная компонента берет на себя оставшуюся часть изменчивости. Для Пермской области и Южного Урала первая главная компонента является мерой изменчивости карбонатности пород. Для Ухтинского района она учитывает кроме карбонатности еще и глинистость, но в гораздо меньшей степени. Вторая главная компонента представляет собой общую меру изменчивости минеральной составляющей породы, где больший вклад в общую изменчивость по-прежнему вносят известковистость и глинистость, гораздо меньший вклад у кремнистости, который, кроме того, всегда имеет противоположный знак по отношению к первым двум составляющим.

График зависимости изменения $C_{орг}$ от первой главной компоненты в большинстве случаев имеет четко выраженный максимум в области 15–30% (фиг. 2). Поставив в соответствие точкам на графике минеральный состав проб, было обнаружено, что, за исключением Западной Башкирии, точки расположились в строгом соответствии изменению карбонатности; при уменьшении карбонатности содержание $C_{орг}$ в породе плавно увеличивается, достигает какого-то максимального значения, обычно при содержании карбонатов в пределах 15–40%, а затем при дальнейшем уменьшении карбонатности содержание $C_{орг}$ снижается. Для разных районов по-разному изменяется при этом минеральный состав пород. Так, для образцов Южного Урала с уменьшением карбонатности (от 69 до 2,3%) одновременно возрастает глинистость (от 4 до 16%) и кремнистость (от 19 до 70,6%). Максимальное содержание $C_{орг}$, равное 13,35%, имеет образец породы следующего состава, %: SiO_2 (своб.) 45,69, Σ карбонатов 2,84, глина 26,38.

Значения коэффициентов парной корреляции

Параметры X/Y	Пермское Прикамье				Южный Урал			
	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	r	n	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	r	n
C _{орг} /карбонаты	3,14	70,60	-0,32	16	3,80	31,76	-0,53	22
C _{орг} /SiO ₂ (своб.)	3,14	8,24	0,26	16	3,80	41,28	0,55	22
C _{орг} /глина	3,14	11,79	0,13	16	3,80	13,84	0,58	22
Карбонаты/глина	70,60	11,79	-0,33	16	31,76	13,84	-0,75	22
Карбонаты/SiO ₂ (своб.)	70,60	8,24	-0,38	16	33,84	41,28	-0,94	22

Параметры X/Y	Западная Башкирия				Коми АССР			
	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	r	n	$\bar{X}$	$\bar{Y}$	r	n
C _{орг} /карбонаты	12,84	25,80	0,22	17	7,72	44,14	-0,66	26
C _{орг} /SiO ₂ (своб.)	12,84	25,80	-0,55	17	7,72	34,41	0,02	26
C _{орг} /глина	12,84	23,94	-0,12	17	7,72	6,68	0,93	26
Карбонаты/глина	25,82	23,94	-0,57	17	44,14	6,68	-0,35	26
Карбонаты/SiO ₂ (своб.)	25,82	25,80	-0,32	17	44,14	34,41	-0,84	26

Для Коми АССР с уменьшением содержания карбонатов (от 92,7 до 4,9%) одновременно возрастает кремнистость (от 4,3 до 81,1%), глинистость в целом также растет, но достигнув максимального значения (13,58–15,4%), совпадающего с максимумом для C_{орг} (16,71–18,69%), снова падает до 4,5%. Максимальное (18,69%) значение C_{орг} принадлежит образцу состава, %: SiO₂ (своб.) 32,19, Σ карбонатов 20,1, глина 13,58. Для Пермской области наблюдается обратная картина: с уменьшением карбонатности пород (от 96,4 до 3,6%) возрастает глинистость (от 0,9 до 66,6%), кремнистость же изменяется аналогично глинистости для пород Ухтинского района, растет от 0 до 31%, затем падает. Образец породы с максимальным (11,67%) содержанием C_{орг} имеет состав, %: SiO₂ (своб.) 31,43, Σ карбонатов 39,51, глина 10,93. Для пород Западной Башкирии закономерного изменения состава и связанного с ним содержания органического углерода нами не обнаружены. Главная компонента в данном случае учитывает только 54% общей изменчивости в отличие от 82,95% в предыдущих вариантах, причем она охватывает изменчивость минерального состава пород в целом; глинистость изменяется с обратным знаком по отношению к карбонатности и кремнистости.

Из приведенного материала (табл. 1; фиг. 1, 2) видно, что повышенные концентрации C_{орг} (более 5%) не приурочены к определенному литологическому типу пород: диапазон изменения как глинистости, так и кремнистости, и карбонатности в породах с высоким содержанием C_{орг} очень широк.

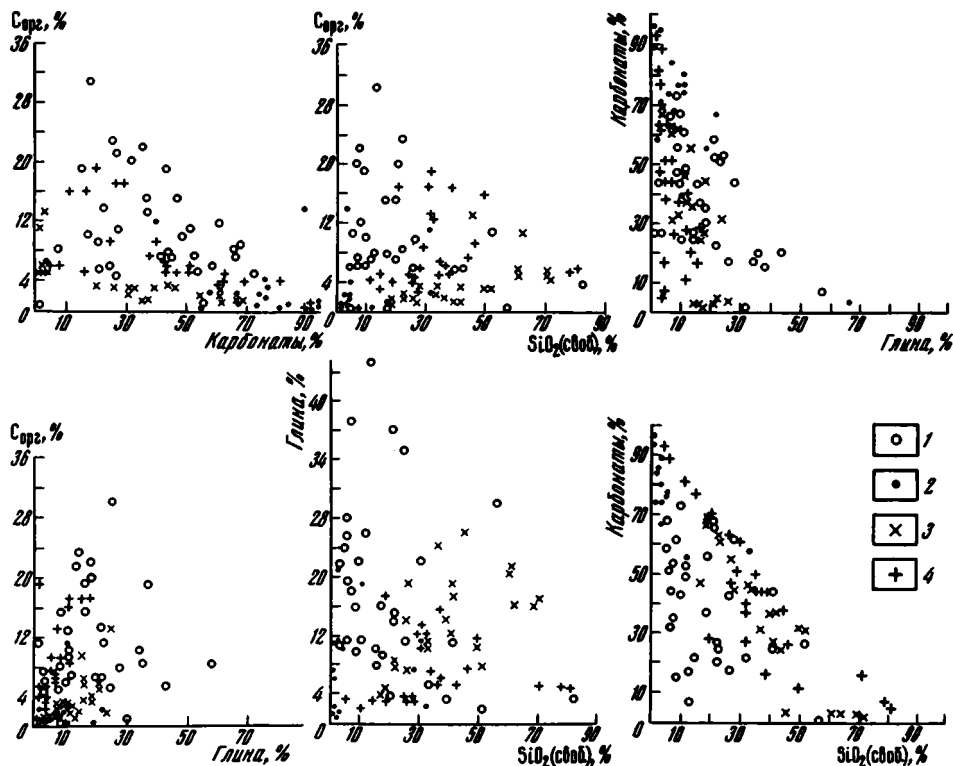
Вообще, соотношение органического вещества (ОВ к C_{орг}, K = 1,3–1,4) с минеральными составляющими определяется тем фактом, что в четырехкомпонентной системе, какой являются рассматриваемые породы, сумма всех компонентов (A) есть величина постоянная, теоретически равная 100%, практически же несколько меньше на сумму некоторых неучтенных компонентов (П):

$$ОВ + K + Г + Кр = \text{const} (A), \quad (1)$$

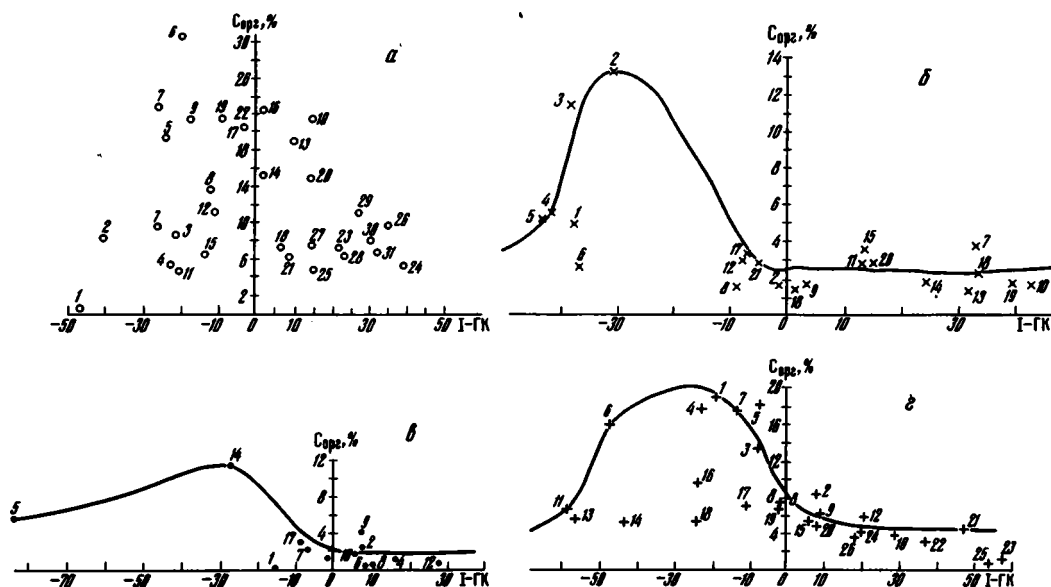
$$ОВ = A - (K + Г + Кр), \quad (2)$$

$$A = 100 - П,$$

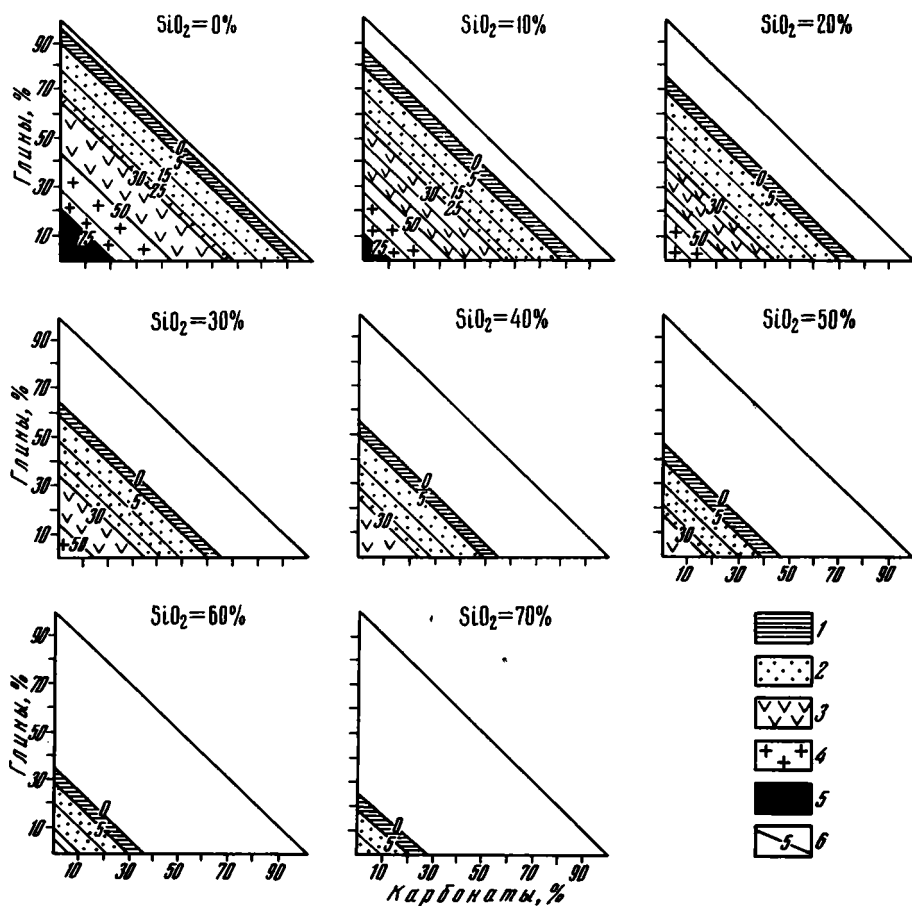
где K – карбонаты, Г – глина, Кр – SiO₂.



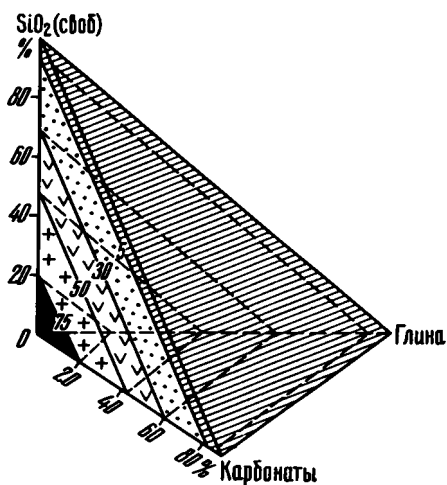
Фиг. 1. Зависимости между содержаниями основных составляющих пород
1 – Западная Башкирия; 2 – Пермское Прикамье; 3 – Южный Урал; 4 – Коми АССР



Фиг. 2. Зависимость содержания $C_{орг}$ от первой главной компоненты (I-ГК)
а – Западная Башкирия; б – Южный Урал; в – Пермское Прикамье; г – Коми АССР. Номера точек соответствуют нумерации, приведенной в табл. 1



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Изменение концентраций ОВ в зависимости от глинистости и карбонатности при фиксированных значениях содержания свободного кремнезема

1 – рассеянное ОВ; 2 – полуконцентрированное ОВ; 3–4 – сланцы (3 – нефтяные, 4 – углистые); 5 – угли; 6 – изолинии равных содержаний ОВ, %

Фиг. 4. Теоретическая модель распределения концентраций основных составляющих пород. Условные обозначения см. на фиг. 3

Из формулы (2) видно, что увеличение содержания любой компоненты при фиксированных значениях других вызывает уменьшение ОВ. Одновременное изменение содержания карбонатности, глинистости и кремнистости может происходить таким образом, что это не отразится существенно на ОВ. При параллельном уменьшении всех минеральных компонентов содержание ОВ увеличивается и наблюдается переходный ряд пород от чистых известняков, глин и кремней через промежуточные типы породы (глинистые известняки, известковистые силициты, мергели и др.) к черным сланцам и углям.

Графически взаимоотношения четырех компонентов — глины, карбонатов, кремния и ОВ — в породе показано на фиг. 3 и 4. Модель построена для $\Pi = 5\%$, что отвечает, по нашим данным, средней величине неучтенных потерь. Отклонение экспериментальных данных от теоретических тем больше, чем больше отличается действительная величина неучтенных компонентов от принятых нами 5%. На фиг. 3 показано изменение концентрации ОВ с изменением глинистости и карбонатности при фиксированных значениях кремнистости. Серия треугольников на фиг. 3 — это сечения тетраэдров (см. фиг. 4), показывающего взаимоотношения всех четырех основных компонентов и фактически являющегося графическим выражением классификации четырехкомпонентных пород с высоким содержанием ОВ, в которой определенное место занимают нефтематеринские породы с высокими концентрациями органического вещества, сланцы и угли.

Высокоуглеродистые породы являются переходным по содержанию ОВ типом пород от широко распространенных нефтематеринских отложений, содержащих рассеянное органическое вещество, к сланцам, концентрированное ОВ которых становится главным породообразующим компонентом. Породы доманикового типа, так же как и горючие сланцы, не приурочены к определенному литологическому типу, диапазон изменения минерального состава их достаточно широк. В то же время содержание ОВ в этих отложениях однозначно определяется составом породы: чем более закономерно изменяется минеральный состав породы, тем определеннее характер распределения ОВ в ней (например, доманиковые отложения Пермской области, Южного Урала, Коми АССР) и, наоборот, если не устанавливается четкой закономерности в изменении состава пород (Западная Башкирия), то и распределение ОВ в ней окажется хаотичным. Иными словами, чем больше дисперсия какого-либо минерального компонента породы при неизменном уровне или малой дисперсии двух остальных, тем больше разброс содержаний ОВ в породе, причем неизбежно будет наблюдаться тесная взаимосвязь ОВ с максимально изменчивым компонентом.

Литература

1. Демин Г.М., Шарцев А.С. Комплексная программа статистической обработки эмпирических данных // Тез. докл. II науч.-техн. конф. молодых ученых. Пермь: ПермНИПИнефть, 1975. С. 83.
2. Крамбейн У., Кауфмен М., Мак-Кемман Р. Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973. С. 76–96.
3. Ларская Е.С. Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских толщ. М.: Недра, 1983. С. 160–189.
4. Максимова С.В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 84 с.
5. Нестеров И.И., Ушатинский И.Н. Особенности терминологии и классификации битуминозных пород // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири. Тюмень: Изд. Зап.-СибНИГНИ, 1985. С. 19–26.
6. Тихомиров В.И. Геохимические особенности карбонатных пород верхнего девона юга Тимано-Печорской провинции // Геохимические критерии нефтегазоносности. М.: Наука, 1983. С. 31–48.

УДК 553.643:551.781.5

О НЕОБЫЧНОЙ РАЗНОВИДНОСТИ ИСКОПАЕМЫХ
МЕТАЛЛОНОСНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ КОСТНОГО ДЕТРИТА РЫБ
В МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Столяров А.С., Ивлева Е.И.

Установлены и охарактеризованы необычные по составу пластовые скопления костного детрита рыб с редкоземельными элементами, сопровождающиеся интенсивной сульфидной минерализацией и наличием большого количества переотложенного материала — фораминифер, глауконита, а также значительной части остатков рыб, источником которых являлись породы эоцена и палеоцена.

Майкопская морская глинистая формация олигоцена — нижнего миоцена может быть отнесена к разряду уникальных образований, не имеющих геологических аналогов. Это мощнейшее (до 2 км, а в акватории Черного моря — до 5 км) геологическое тело, сложенное преимущественно глинистыми отложениями, прослеживающимися на территории юга европейской части СССР от Карпат до Закаспия на протяжении нескольких тысяч километров. В литературе указывалось на своеобразие майкопского морского бассейна, выделяющегося из ряда обычных эпиконтинентальных бассейнов платформенных областей. Одна из важнейших его особенностей — проявление глубоководных прогибов, не компенсированных осадконакоплением, что впервые было установлено А.С. Столяровым на материалах по Южному Мангышлаку [14]. Впоследствии было выяснено [2, 12, 16], что эта особенность свойственна морскому бассейну на широкой площади и связана с развитием в палеогене, особенно в раннем олигоцене, глубоководной котловины, располагавшейся в области современного Среднего Каспия и Восточного Предкавказья. Установлен резко расчлененный тип морфологии майкопского морского бассейна, где выделялись краевые, шельфовые, относительно мелководные области, и центральная, котловинная часть с батимальными (порядка 1000 м) глубинами [3]. Подобное строение бассейна определяло резкие изменения мощностей и фаций в глинистых отложениях и, по-видимому, возникновение условий периодического сероводородного заражения наддонных вод (наподобие современному Черному морю), следствием чего являлось слабое развитие или отсутствие донной фауны и широкое распространение ископаемых остатков рыб как в рассеянном состоянии, так и в виде пластовых скоплений (залежей) костного детрита рыб, сопровождавшихся интенсивной сульфидной минерализацией [4, 6, 9, 15]. Характер таких экзотических образований, изученных в различных районах Предкавказья и Закаспия, является в целом однотипным. Они состоят из трех основных компонентов: глиной (50–70%), сульфидами железа (20–30%) и остатками рыб (15–20%). В отдельных пластовых скоплениях количество остатков рыб может возрастать до 30–40% и более, в других, наоборот, уменьшается до первых процентов при значительном увеличении содержания сульфидов — “сульфидные прослои” [4, 15].

Пластовые скопления остатков рыб и сульфидов железа привлекают внимание не только как уникальные геологические образования, но и как генераторы большого количества различных металлов. В них присутствует ряд элементов халькофильной группы: Ni, Mo, Co, Cu, Zn, Pb, As [6] в количестве, составляющем сотые

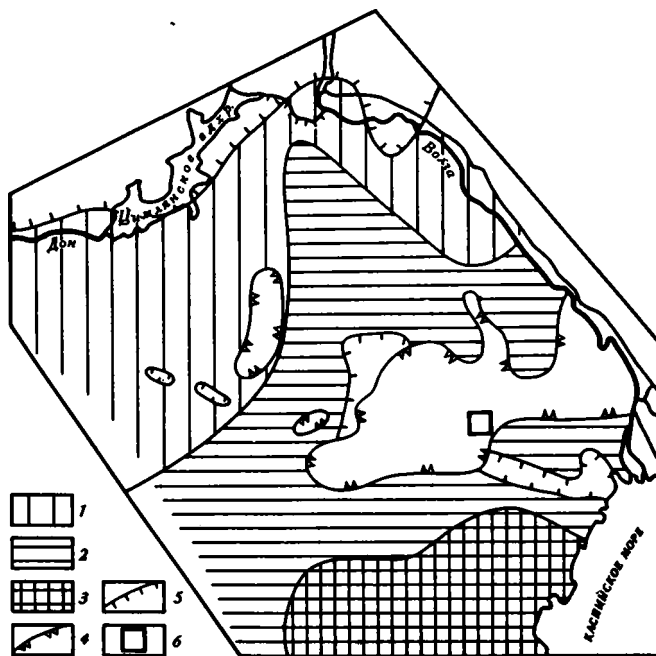
и десятки доли процента. Наиболее интересной металлогенической особенностью костного детрита рыб является наличие в фосфате кальция редких металлов, среди которых в наибольшем количестве содержатся редкоземельные элементы и иттрий (в сумме до 0,5—1,0%). Это значительно превышает максимальное содержание редкоземельных элементов в хомогенных фосфоритах, достигающее 0,15% [7, 17].

В литологическом отношении майкопская толща изучена весьма неравномерно. Мало данных о составе и строении отложений в глубоко погруженных зонах Западного и Восточного Предкавказья. Очень скудны сведения по району Черных Земель в Калмыкии, где в последние годы авторам довелось изучать майкопские отложения по керну ряда буровых скважин. Здесь установлены необычные как по составу, так и по геологическому положению пластовые образования с металлоносным костным детритом рыб, характеристике которых посвящена настоящая статья. Рассматриваемая ниже залежь заметно отличается от известных ранее. В ее составе кроме глины, сульфидов железа и остатков рыб существенное значение приобретает массовое скопление фораминифер и глауконита. Геологическое положение этих образований также во многом специфично. Для его освещения приведем некоторые общие сведения, также впервые полученные по данному району.

В самое последнее время Г.И. Семеновым и А.С. Столяровым [13] была дана новая интерпретация разреза майкопской серии Волго-Донского региона, включая район Черных Земель. К нижнему — среднему олигоцену отнесены две свиты (снизу): *ц и м л я н с к а я*, подразделенная на две подсвиты, и *с о л е н о в - с к а я*, сложенная остракодовыми и икибурульскими слоями. Основной объем верхнего олигодена составляет впервые выделенная *к а л м ы ц к а я* свита, нижнюю подсвиту которой слагают наиболее характерные "виргулиnellовые" и "рыбные" слои; к последним приурочены пластовые образования с костным детритом рыб описанного выше ("традиционного") состава. Верхняя подсвита калмыцкой свиты, а также *н у г р и н с к а я* свита верхнего олигодена сложены глинами практически без остатков рыб. Нижнемиоценовая часть разреза представлена *а р а д ы к с к о й* и *ц а г а н х а к с к о й* свитами, в составе которых преобладают песчано-алевритовые глины с пачками песков и алевритов.

Район южной части Черных Земель и Астраханского Поволжья, примыкающий к Восточному Предкавказью (фиг. 1), характеризуется аномальными геологическими (историко-геологическими) особенностями, отразившимися в строении и полноте разрезов палеогеновых отложений, погребенных с резким размытием под мощной толщей отложений плиодена (фиг. 2, а). Большой историко-геологический интерес вызывает крупное стратиграфическое несогласие между майкопской толщей и более древними отложениями. На этой межформационной границе происходит выпадение из разреза различных горизонтов как эодена, так и олигодена. Максимальный объем стратиграфического несогласия выражен залеганием самых верхних (икибурульских) слоев нижнего—среднего олигодена на породах верхнего палеодена (см. фиг. 2, б). Именно к данной границе приурочены реликтовые пластово-линзовидные формирования со скоплением остатков рыб, глауконита и фораминифер.

Описываемая ниже залежь вскрыта скважинами на глубине около 500 м. Она имеет овальную форму и представляет собой линзообразное тело протяженностью в несколько километров, залегающее на различных горизонтах эодена и палеодена. Перекрывается залежь без видимого несогласия однотипными глинами икибурульских слоев нижнего—среднего олигодена, имеющих небольшую мощность (20 м). Далее по разрезу располагаются глины с остатками рыб калмыцкой свиты верхнего олигодена, подошва которой отчетливо маркируется слоями известковых глин с руководящим комплексом фораминифер *Virgulinea ex gr. pertusa* (виргулиnellовые слои). Таким образом, верхняя граница рассматриваемых образований достаточно отчетливая. Наоборот, возраст нижней границы представляется весьма



Фиг. 1. Схема фациально-палеогеографической зональности отложений цимлянкой свиты нижнего—среднего олигоцена

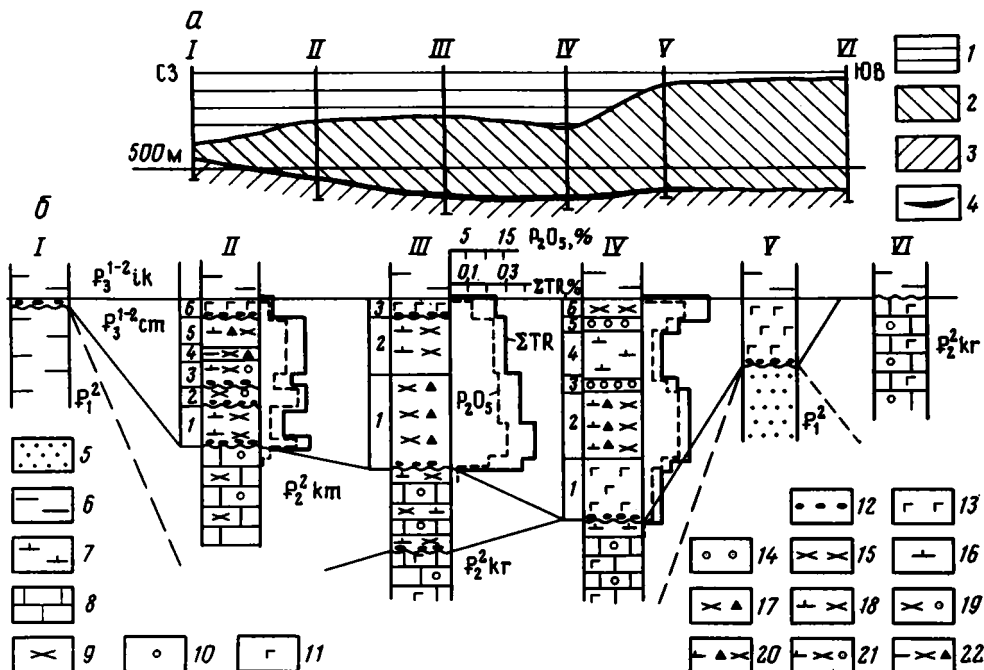
1 — отложения внутренней зоны шельфовой области (песчано-алевритовые глины без остатков рыб); 2 — отложения внешней зоны шельфовой области (глины известковые с рассеянными остатками рыб, на северо-западе с пачками известковых глин и прослоями алеврита); 3 — отложения глубоководной котловины (тонкоотмученные известковые глины и мергели с рассеянными остатками рыб); 4 — контуры "нулевой седиментации" отложений цимлянкой свиты (значки направлены в сторону отсутствия отложений); 5 — контуры неоген-четвертичного размыва (штрихи направлены в сторону отсутствия отложений); 6 — расположение рассматриваемого участка

неопределенным, так как из разреза выпадают остракодовые слои и цимлянкой свита нижнего—среднего олигоцена, а также целиком отложения верхнего эоцена.

Наиболее молодыми из подстилающих комплексов являются породы кумской свиты среднего эоцена, широко развитой в Предкавказье и Закаспии (шорымская свита Мангышлака). Повсеместно главной ее особенностью является широкое развитие в известковых отложениях рассеянных остатков рыб и пелагических комплексов фораминифер [18]. В данном районе кумская свита сохраняет свои литологические особенности. В разрезах II и III (см. фиг. 2) она представлена маломощными (0,7–2,0 м) светло-кремовыми фораминиферовыми известняками и известковыми глинами с большим количеством рассеянных остатков рыб (чешуя и обломки костей пластинчатого характера); местами они образуют линзовидные скопления. В кумской свите содержится богатый, характерный комплекс фораминифер с *Globigerina turcomenica*, *G. bulloides*, *G. instabilis* и др.¹

Ниже залегают также маломощные (первые метры) белесые фораминиферовые известняки керестинской свиты среднего эоцена с обильным, разнообразным в видовом отношении комплексом фораминифер: *Globigerina eocaenica eocaenica*, *G. pseudoeocaenica pseudoeocaenica*, *Acarinina crassaformis*, *A. pentacamerata*, *Globigerinella voluta*, *Spiroplectammina carinatiformis* и др. Среднеэоценовые известняки с размывом перекрывают породы верхнего палеоцена, представленные глинами,

¹ Все фораминиферы определены Г.Г. Кургалимовой (ПГО "Аэрогеология").

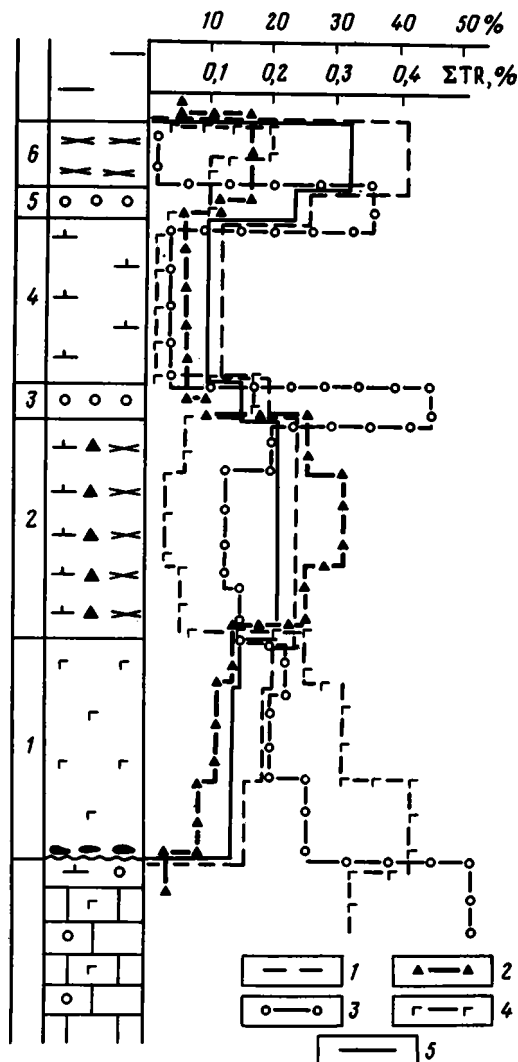


Фиг. 2. Геологическое положение (а) и строение (б) металлоносной залежи с распределением пятиоксида фосфора и редкоземельных элементов по разрезу

1 – отложения плиоцена (известковые глины, алевроиты); 2 – отложения среднего–верхнего олигоцена (глины с рассеянными остатками рыб); 3 – отложения среднего эоцена – верхнего палеоцена (глауконитовые песчаники, фораминиферовые известняки, глины с остатками рыб); 4 – залежь костного детрита рыб; 5 – песчаник глауконитовый; 6 – глина; 7 – то же, известковая; 8 – известняк. Органические и минеральные включения: 9 – остатки рыб; 10 – фораминиферы; 11 – глауконит; 12 – “костная брекчия”. Многокомпонентные породы металлоносной залежи по преобладанию одного или нескольких компонентов (преобладающий компонент слева): 13 – глауконита; 14 – фораминифер; 15 – остатков рыб; 16 – известковой глины; 17 – остатков рыб и сульфидов железа; 18 – известковой глины и остатков рыб; 19 – остатков рыб и фораминифер; 20 – известковой глины, сульфидов железа и остатков рыб; 21 – известковой глины, остатков рыб и фораминифер; 22 – глины, остатков рыб и сульфидов железа. $P_3^{1-2}ik$ – икибурульские слои соленовской свиты нижнего–среднего олигоцена; $P_3^{1-2}cm$ – цимлянская свита нижнего–среднего олигоцена; $P_2^{1}km$ – кумская свита среднего эоцена; $P_2^{2}kr$ – керестинская свита среднего эоцена; P_1^2 – верхний палеоцен. С левой стороны колонки указаны номера слоев

алевролитами и глауконитовыми песчаниками. Фораминиферы в них уже не столь обильны, но также разнообразны в видовом отношении: *Acarinina acarinata*, *Globigerina incista*, *G. linaperta*, *Spiroplectammina spectabilis*, *S. cloth* и др.

Как видно, подстилающие майкопскую толщу отложения палеогена характеризуются маломощным, сокращенным разрезом и проявлением несогласных границ: целиком отсутствуют отложения верхнего и нижнего эоцена, а отложения среднего эоцена развиты спорадически. Все это указывает на сложный характер развития данного района в палеогене, приведший к формированию своеобразных металлоносных отложений, в составе которых установлены остатки рыб (кости, чешуя), глауконит, фораминиферы, сульфиды железа, глинистый и карбонатный материал, а также второстепенные минеральные включения. Соотношение перечисленных породообразующих компонентов в пределах залежи весьма непостоянно, что определяет внешне не броские, но существенные литологические изменения как по разрезу, так и по латерали.



Фиг. 3. Распределение основных породообразующих компонентов и суммы редких земель по разрезу IV
1 – остатки рыб; 2 – сульфиды железа; 3 – фораминиферы; 4 – глауконит; 5 – сумма редкоземельных элементов. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

В основании металлоносной залежи практически повсеместно проявлен тонкий (5–7 см) базальный слой "костной брекчии", представленный беспорядочным скоплением костных обломков, глауконита и фораминифер; местами отмечаются мелкие (1–2 см) стяжения аутигенного фосфорита округло-угловатой формы, зубы акул, обрывки (окатыши) глин, обломки обугленной древесины, редко отдельные зерна кварца. Следует отметить, что макроскопическое восприятие базального слоя как брекчии обманчиво и связано с проявлением в нем отдельных сравнительно крупных (1–2 см) обломков костей, зубов акул и стяжений фосфорита. По данным гранулометрического анализа, содержание гравелитовой

фракции небольшое (до 4%), а преобладает (70%) материал песчаной размерности; алевроитовая фракция составляет 16, пелитовая — 10%. Таким образом, породу базального слоя следует называть песчаником, в котором встречаются более крупные, но разрозненные обломки и включения.

Выше по разрезу трудно выделить какую-то общую послойную градацию отложений. Поэтому приведем краткую характеристику нескольких разрезов, различающихся по составу и строению (см. фиг. 2). В наиболее мощном (2,4 м) разрезе IV (фиг. 3) нижняя часть отложений (слой 1; 0,7 м) выделяется темно-зеленым цветом за счет преобладания зерен глауконита (32%); в меньшем количестве содержится костный детрит (18%), фораминиферы (22%), сульфиды железа (12%) и карбонатно-глинистое вещество (26%). Текстура породы неясно линзослоистая. В ней преобладает материал песчаной размерности (68%), количество алевроита и пелита примерно одинаковое (по 16%), а гравелитовой фракции — не более 2%.

В средней части разреза (слой 2; 0,75 м) соотношение породообразующих компонентов заметно меняется. Здесь больше глинистого материала (30–32%), сульфидов железа (до 30%) и остатков рыб (24%); уменьшается количество фораминифер (12–20%) и особенно глауконита (3–6%). Костный детрит распределен сравнительно равномерно, сульфиды имеют преимущественно дисперсный характер ("сажистые"), пропитывая глинистое вещество, местами образуют небольшие выделения мелкокристаллического пирита и марказита. Наслоенность породы слабая — проявляется в виде отдельных более интенсивных скоплений на плоскостях наслоения костного детрита рыб, а также раковин фораминифер или зерен глауконита. Гранулометрический состав породы следующий, %: песчаный материал 42, алевроитовый 25, пелитовый 32; на долю наиболее крупного материала (+1 мм) приходится менее 1%.

Выше в разрезе выделяется маломощный (0,1 м) слой 3, резко насыщенный фораминиферами (до 40–45%), со скоплением глауконита (15–20%) и остатков рыб (20%); сульфидов значительно меньше (до 10%). За счет большого количества фораминифер выход песчаной фракции возрастает до 70, а гравелитовой до 3%; алевроитовый и пелитовый материал имеют подчиненное значение (12–15%). Следующий по разрезу слой 4 (0,55 м) сложен в основном глиной (70–75%), темно-серой известковой с подчиненным количеством остатков рыб, глауконита и фораминифер, образующих в породе разрозненные включения. Над ним (слой 5; 0,1 м) вновь отмечается значительная концентрация фораминифер (до 35%); сульфидов железа здесь сравнительно мало (12%), а глауконит встречается в виде единичных зерен темно-зеленого цвета. Наличие крупных фораминифер определяет наиболее высокий выход фракции +1 мм (около 6%); песчаного материала менее (43%), а алевроитового более (31%), чем в слое 3.

Самая верхняя часть разреза (слой 6; 0,2 м) выделяется наиболее высокой (до 40%) концентрацией остатков рыб; на контакте с породами кровли много зерен глауконита темно-зеленого цвета, количество сульфидов достигает 17%. Следует отметить, что гранулометрический состав породы здесь наиболее тонкий: песчаный материал 22, алевроитовый 47, пелитовый 31%.

Среднее содержание основных компонентов на всю мощность залежи (2,4 м) в данном разрезе составляет, %: остатки рыб 25, сульфиды железа 17, глауконит 18, фораминиферы 20, карбонатно-глинистое цементирующее вещество 21. Средний гранулометрический состав породы, %: гравелит 2, песчаный материал 55, алевроитовый 22, пелитовый 21. Таким образом, породу следует называть алевропесчаником с карбонатно-глинистым цементом.

При усреднении вещественного состава не видно резкого преобладания какого-либо одного компонента. Пятикомпонентность металлоносной породы представляется примерно равноценной. Однако в действительности, как следовало из послойного описания, соотношение компонентов изменчиво. Можно

отметить проявление некоторых зависимостей (см. фиг. 3). Так, остатки рыб и сульфиды железа чаще характеризуются прямой корреляцией; то же можно отметить для глауконита и фораминифер (с исключениями). Вместе с тем указанные пары компонентов обнаруживают между собой обратные взаимоотношения, более или менее отчетливо выраженные. Генетическое значение этого явления авторы попытаются рассмотреть в дальнейшем.

В разрезе III мощность отложений меньше (1,8 м). Здесь отсутствуют литологические (? стратиграфические) аналоги слоя 1 разреза IV, обогащенного глауконитом и фораминиферами. Внизу (слой 1; 1,0 м) залеж сложена темно-серой, белесоватой породой, содержащей большое количество остатков рыб (36—45%) и сульфидов железа (16—20%); макроскопически часто отмечаются зерна глауконита и раковинки фораминифер, создающие белесый крап. В шпифах вместе с костным детритом местами проявлены скопления раковин фораминифер или зерен глауконита, но чаще порода характеризуется почти полным отсутствием последнего. По составу эта порода близка к отложениям слоя 2 в разрезе IV, но отличается более высокой концентрацией остатков рыб.

В верхней части разреза (0,8 м) количество остатков рыб уменьшается до 33%, а в кровле (слой 3) — до 14%. В слое 2 (0,6 м) в темно-сером глинистом веществе отмечается большое количество чешуи рыб и пластинчатых костей светло-бурого цвета, прослоями скопления раковин фораминифер (белесые разности) или зерен глауконита темно-зеленого цвета. В кровле залежи выделяется слой 3 (0,2 м) зеленоватого оттенка с большим количеством глауконита темного (до черного) цвета (в отдельных слоях до 60—70%). Отмечаются более крупные (до 0,5—1,0 см) позвонки рыб, а также зубы акул; встречаются мелкие фосфоритовые стяжения и выделения фосфатизированного копролита. Текстура породы в этом слое беспорядочная, подошва волнистая со следами размыва.

Отложения в разрезе III выделяются в целом заметно более высоким количеством остатков рыб (около 35%), при несколько меньшем (13%) содержании сульфидов.

В разрезе II отложения отличаются наибольшей литологической дифференциацией. В нижней части, выше базального слоя "костной брекчии", темно-серые известковые глины (слой 1; 0,45 м) заключают подчиненные слойки со скоплением остатков рыб, поэтому количество последних сравнительно небольшое (11%). Многочисленные раковинки фораминифер концентрируются вместе с остатками рыб, а глауконит почти отсутствует. В слое 2 (0,2 м) количество остатков рыб возрастает до 30%, фораминиферы также многочисленны, а глауконит отмечается в виде единичных зерен; в подошве слоя проявлен тонкий (4 см) прослой "костной брекчии" со стяжениями фосфорита и скоплениями зерен глауконита.

Выше (слой 3; 0,35 м) глина темно-серая известковая тонкослоистая за счет частых послойных скоплений остатков рыб (20%); много раковин фораминифер, образующих густой белесый крап, а глауконита мало. Среди остатков рыб преобладают уплощенные, пластинчатые кости, сульфиды железа часто проявлены в виде стяжений мелкокристаллического пирита. В основании слоя 3 отмечается скопление глауконита и более крупные (до 5 см) позвонки рыб. Следующий мало-мощный (0,1 м) слой 4 сложен глиной темно-серой неизвестковой с остатками рыб (20%) и сульфидами железа (21%), но без фораминифер и глауконита. Эта порода обнаруживает литологическое сходство с типичными верхнеолигоценowymi рыбными образованиями.

В верхней части разреза выделяется слой 5 (0,35 м) темного, почти черного цвета, обусловленного большим количеством (28%) дисперсных ("сажистых") сульфидов, пропитывающих цементирующую глинистую массу. Однако среди остатков рыб (24%) местами наблюдается светлый (до перламутрового) костный детрит, образующий скопления по наслоению; фораминиферы практически отсутствуют, глауконит — в виде единичных зерен. Заканчивается разрез слоем

6 (0,2 м) глауконитового песчаника (до 40–45%) со сравнительно небольшим количеством остатков рыб и сульфидов железа (по 8–10%); встречаются единичные зерна кварца (1–2 мм) и отдельные обломки обугленной древесины. Фораминиферы практически отсутствуют, в шлифах наблюдаются ромбоздры доломита. Текстура породы беспорядочная, обилие зерен глауконита придает ей зеленый и темно-зеленый цвет.

Среднее содержание остатков рыб на всю мощность (1,65 м) залежи в данном разрезе составляет 22–23, сульфидов железа – 16%.

Как видно, в разрезах II и III соотношение между основными компонентами, слагающими металлоносные отложения, более сложное и разнообразное. В отложениях разреза III, отличающихся максимальным количеством остатков рыб, фораминиферы и глауконит имеют в целом подчиненное значение. В разрезе II в отдельных прослоях, обогащенных остатками рыб и сульфидами железа, фораминиферы и глауконит также практически отсутствуют. В то же время в обоих разрезах прослеживается верхний слой, резко обогащенный глауконитом, где подчиненное значение имеют остатки рыб и сульфиды и очень мало фораминифер. Таким образом, некоторый "антагонизм" между парами "остатки рыб – сульфиды железа", с одной стороны, и "глауконит – фораминиферы" – с другой, в целом выдерживается. Однако фораминиферы часто образуют скопления вместе с остатками рыб и, наоборот, практически отсутствуют (как породообразующий компонент) в глауконитовых песчаниках. Все это указывает на достаточно сложные, изменчивые условия формирования металлоносных отложений как во времени, так и в пределах небольшого пространства залежи. Так, например, можно отметить некоторое погрубение отложений в краевых частях последней.

Кратко охарактеризуем основные породообразующие компоненты. Наиболее экзотичны остатки рыб. Среди них преобладают измельченные до песчано-алевритовой размерности костные обломки скелетных и покровных частей, реже встречаются скопления чешуи и отдельные более крупные позвонки, а также зубы акул. Можно отметить две основных разновидности остатков рыб: 1) светлые (до перламутровых) пластинчатые кости и обломки чешуи и 2) темные игольчатые остатки скелета и плавников. Зачастую они образуют обособленные скопления, но встречаются и совместно.

С фосфатным веществом остатков рыб (P_2O_5 в минерализованных костях составляет 31–32%) связаны редкоземельные элементы и иттрий. Содержание их на массу породы колеблется от 0,1 до 0,42% (в сумме), в зависимости от количества остатков рыб. Корреляция между пятиокисью фосфора и суммой редкоземельных элементов всегда отчетливая, прямая (см. фиг. 2, 3). В чистом ("костном") концентрате остатков рыб содержание редкоземельных элементов более высокое (0,7% и выше). Так, содержание иттрия во фракции $-0,5+0,1$ мм костного концентрата составляет 0,2–0,27%, а иттербия – 0,01–0,014%. Следует отметить, что количество редкоземельных элементов в остатках рыб изменяется в очень небольших пределах. На это указывает выдержанность редкоземельно-фосфорного отношения ($\Sigma TR/P_2O_5$) в пределах 0,022–0,026.

Расшифровка состава редкоземельных элементов показала резкое преобладание лантана, церия и иттрия, содержащихся в породе примерно в равных количествах ($n \cdot 10^{-2}\%$); концентрация остальных элементов (празеодима, неодима, самария, европия, гадолиния, диспрозия, гольмия, эрбия, тулия, иттербия, лютеция) значительно (на порядок и более) ниже.

Сульфиды имеют преимущественно дисперсный характер (скрытокристаллические, "сажистые"), реже образуют стяжения мелкокристаллического пирита, иногда марказита. В сульфидном веществе концентрируются халькофильные элементы (никель, кобальт, молибден) в количестве сотых и десятых долей процента (на массу породы). В сульфидном концентрате содержание этих элементов в несколько раз выше.

Глауконит различается в основном по цвету – от светло-зеленого до темно-

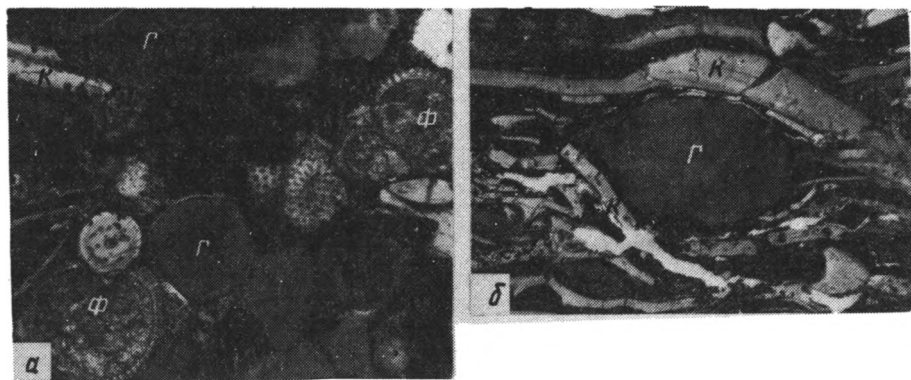
зеленого, почти черного. Зерна его обычно округлые (окатанные), но иногда разложенные ("землистые"). Химический анализ всех разновидностей глауконита не выявил существенных расхождений в его составе. По данным восьми анализов состав глауконитов следующий, %: Na_2O — 0,11–0,12; MgO — 3,71–4,13; Al_2O_3 — 9,78–10,52; SiO_2 — 47,7–50,3; P_2O_5 — 0,26–0,49; K_2O — 8,19–9,02; CaO — 0,55–1,07; TiO_2 — 0,2–0,25; MnO — 0,02–0,03; Fe_2O_3 — 18,84–20,32, п.п.п. — 5,7–7,1.

Глинистый материал представлен в основном гидрослюдой мусковитового типа, в меньшей мере хлоритом и монтмориillonитом. Карбонат в глинистом веществе имеет пелитоморфный характер и представлен кальцитом, реже доломитом. Среди минералов-примесей встречаются полевой шпат и кварц (последний преобладает), а также углистые остатки, стяжения фосфорита.

Одним из основных породообразующих компонентов являются раковины фораминифер. Очевидно, что их массовое скопление представляет интерес не только в генетическом отношении как показатель особенностей формирования отложений, но и с точки зрения определения их возраста. Проведенное Г.Г. Кургалимовой по материалам авторов детальное послойное изучение вертикального распределения фораминифер не выявило какой-либо дифференциации обильного микропалеонтологического материала. Повсеместно установлено смещение разновозрастных видов в стратиграфическом диапазоне от нижнего эоцена до нижнего—среднего олигоцена включительно с подавляющим преобладанием эоценовых форм как в видовом, так и в количественном отношении. При этом раковинки эоценовых форм, как правило, являются окатанными, иногда деформированными. Олигоценовые формы отличаются заметно лучшей сохранностью (практически не окатаны). Среди них определены характерные виды цимлянской свиты: *Globigerina officinalis*, *G. ouachitaensis*, *G. ciproensis*, *G. angustumbilicata*, *Baggina iphigenia*, *Valvulineria cubanica*, *Caucasina schischinskyae*, *Bolivina mississippiensis*, *Globorotalia permicra* и др. Верхнеэоценовые формы представлены комплексом зоны *Globigerapsis tropicalis*, среднеэоценовые — смешанным комплексом зон *Acarinina bullbrooki* и *A. rotundimarginata*; среди нижнеэоценовых форм встречается *Globorotalia aragonensis*. При этом важно подчеркнуть, что олигоценовые фораминиферы встречаются уже в самых нижних слоях металлоносных отложений, а эоценовые — также в основании покрывающих залежь икибурульских слоев соленовской свиты нижнего—среднего олигоцена. Из этого следует важный вывод о том, что рассматриваемые образования являются стратиграфическим аналогом цимлянской свиты олигоцена, а эоценовые фораминиферы представляют собой продукт размыва и переотложения более древних слоев палеогена, осуществлявшийся в раннем олигоцене. Отметим, что на сопредельных площадях Черных Земель и Восточного Предкавказья (см. фиг. 1) цимлянская свита сложена тонкими известковыми глинами глубоководного типа сравнительно небольшой (10–20 м) мощности с рассеянными остатками рыб и комплексом планктонных фораминифер с *Globigerina officinalis* [13].

Итак, одной из основных особенностей металлоносных образований является наличие переотложенного материала в результате размыва ранее образованных отложений. Безусловный показатель этого процесса — массовое скопление эоценовых фораминифер в отложениях, по возрасту относимых к нижним горизонтам олигоцена. Другим аномальным компонентом является глауконит. Реальным его источником также могут явиться более древние породы палеогена, где глауконит присутствует в большом количестве и по характеру ничем не отличается от содержащегося в рассматриваемых образованиях. Поэтому можно полагать, что основная масса глауконита также является переотложенной. Об этом может свидетельствовать округлость, окатанность зерен глауконита, скопление их вместе с раковинами фораминифер, обволакивание зерен глауконита мелким костным детритом, наблюдаемое в шлифах (фиг. 4).

Природа остатков рыб более неопределенна. Очевидно, значительная часть их



Фиг. 4. Примеры расположения основных компонентов

а — скопление зерен глауконита (г) и фораминифер (ф); *б* — зерно глауконита, обволакиваемое костным детритом (к); черное — дисперсные ("сажистые") сульфиды железа. Николи II. Увел. 63

также может быть переотложенной из кумской свиты среднего эоцена, которая в данном районе содержит многочисленные остатки рыб, имеющие пластинчатый характер и светлую (до перламутровой) окраску. Подобные кости часто встречаются в рассматриваемых образованиях, образуя послойные скопления вместе с фораминиферами и глауконитом. Все это, казалось бы, приводит к достаточно определенному решению генезиса данных многокомпонентных отложений за счет размыва эоценовых и палеоценовых пород, содержащих в изобилии фораминиферы, глауконит и остатки рыб, и местного переотложения материала.

Однако не все можно объяснить подобным образом. Наряду с очевидным наличием переотложенного материала остатков рыб, значительная часть их скорее всего имеет олигоценовый возраст. К последним следует относить темные по цвету игольчатые (скелетные) остатки "олигоценового облика". Но главное, что может указывать на поступление "свежего" материала остатков рыб — это интенсивное проявление аутигенного сульфидного минералообразования, связанного с процессом сульфатредукции, для чего необходимо наличие большого количества органического вещества, обычно поступающего в осадок при массовом отмирании рыб [6]. Именно данное обстоятельство не согласуется с чисто переотложенным характером всего материала остатков рыб, т.е. материала, уже прошедшего стадию диагенетических преобразований и утратившего реакционную способность.

О проявлении в раннем олигоцене процессов, определявших накопление в осадках остатков рыб, свидетельствует широкое развитие на сопредельных площадях так называемых "рыбных фаций" (глинистые отложения с рассеянными остатками рыб, чешуйчатым органическим веществом животного происхождения и др.), а также наличие в описанных металлоносных образованиях обломков обугленной древесины, фосфатизированных копролитов, фосфоритовых стяжений и других, как правило, встречающихся в пластовых скоплениях остатков рыб [6, 15]. Следовательно, в раннем олигоцене фациально-палеогеографическая обстановка была благоприятной для генерации "свежего" материала остатков рыб, однако процесс этот был осложнен привносом и накоплением дополнительных порций переотложенного костного материала, и главным образом глауконита и фораминифер. Это обстоятельство выделяет рассмотренные металлоносные отложения в разряд аномальных явлений в ряду образований подобного рода.

Остановимся на вопросе о концентрации в остатках рыб редкоземельных элементов. Известно, что процесс этот проявлен весьма широко и установлен для отложений самого различного возраста — от палеозойского до современного

[1, 5], в том числе и для среднеэоценовых остатков рыб. При этом редкоземельные элементы содержатся в остатках рыб самых различных фациальных типов отложений — морских и континентальных, а также во всевозможных по характеру захоронениях (рассеянных или пластовых). Поэтому в рассматриваемых образованиях переотложенный материал остатков рыб мог быть изначально металлоносным. Процесс накопления редкоземельных элементов, несомненно, происходил и в олигоцене, но только, видимо, в "свежем" материале остатков рыб. Как указывалось, в настоящее время не устанавливается каких-либо различий в степени концентрации редкоземельных элементов в минерализованном веществе рыб. Об этом определенно свидетельствует выдержанность ($\sim 0,024$) редкоземельно-фосфорного отношения в прослоях с костным материалом самого различного характера. В чем причина усреднения концентрации редкоземельных элементов в различных по происхождению остатках рыб, пока неясно. Можно лишь отметить, что в пластовых скоплениях верхнего олигоцена, не содержащих глауконитового и фораминиферового материала, концентрация редкоземельных элементов в фосфатном веществе остатков рыб обычно более высокая ($\Sigma \text{TR}/\text{P}_2\text{O}_5$ 0,04—0,06). Следовательно, условия для накопления редкоземельных элементов в залежах с переотложенным материалом, видимо, были в целом менее благоприятными.

В какой же фациально-палеогеографической обстановке могли формироваться металлоносные образования рассмотренного типа? Не имея возможности остановиться на анализе проблемы в целом, во многом еще недостаточно разработанной, укажем лишь, что залежи костного детрита рыб в майкопском морском бассейне формировались во внешней зоне шельфовой области, осложненной низкими островными сооружениями и отмелями (банками), которая достаточно круто сочленялась с наиболее прогнутой, глубоководной котловиной бассейна. В таких районах происходило прижизненное скопление рыб, периодическая массовая их гибель и захоронение с образованием пластов [6, 9, 15].

Рассматриваемый район в раннем олигоцене также располагался во внешней части обширной шельфовой области, вблизи наиболее глубоководной котловины Восточного Предкавказья, и был значительно (на 150—200 км) удален от мелководной, прибрежной зоны морского бассейна (см. фиг. 1). Как отмечалось выше, район Черных Земель и Астраханского Поволжья характеризовался сложной историей геологического развития в палеогене, что связано с проявлением крупной положительной структуры, существовавшей еще в палеоцене [18]. Примечательной особенностью раннеолигоценовой истории является развитие обширной области "нулевой седиментации", что привело к выпадению из разреза цимлянской свиты и остракодовых слоев соленовской свиты нижнего—среднего олигоцена (см. фиг. 1, 2). Можно предполагать существование приподнятых участков морского дна типа отмелей (банок) и низких островных сооружений. В такой палеогеографической обстановке, по-видимому, на глубинах, близких к базису действия волн [15], в раннем олигоцене длительное время осуществлялся размыв отложений эоцена и палеоцена на относительно возвышенных участках морского дна и очень медленное накопление наиболее крупных продуктов размыва на сопредельных пониженных участках. Поэтому максимальный размыв отмечается по периферии залежи.

Вблизи островных сооружений можно предполагать прижизненное скопление рыб, периодическую их массовую гибель, т.е. генерацию "свежего" материала остатков рыб, органического вещества, древесных обломков и др., и накопление их вместе с переотложенными остатками рыб, глауконитом и фораминиферами. Подобным образом можно, по-видимому, объяснить формирование столь необычных по составу ("комбинированных") седиментационно-диагенетических образований в раннем олигоцене, происходившем в относительно глубоководной обстановке открытого морского бассейна.

Таким образом, одной из особенностей седиментогенеза, приводящей к фор-

мированию рассматриваемых образований, следует считать развитие обширных областей "нулевой седиментации". Существование таких областей в майкопском морском бассейне для районов Южного Мангышлака отмечено в работах [10, 14, 15]. Выявлена связь с ними маломощных (0,1–0,2 м), но очень выдержанных (до 100–200 км) сульфидных прослоев с остатками рыб и древесными обломками в отложениях верхнего олигоцена [15]. Эти же области так или иначе определяют формирование более мощных залежей костного детрита рыб. Однако проявления в области "нулевой седиментации" участков размыва и сопредельного с ними накопления перетолженного материала подстилающих отложений не известны (за исключением отдельных глинистых окатышей на границах местных малоамплитудных размывов).

С развитием в майкопском морском бассейне областей замедленной и "нулевой" седиментации связаны существенные, порой достаточно резкие колебания мощностей отдельных стратиграфических горизонтов, достигающие нескольких сотен метров [10, 14, 15]. При этом в глинах не проявлены какие-либо ярко выраженные литологические изменения. Подобные перепады мощностей с выклиниванием ряда стратиграфических горизонтов являются одной из причин клиноформного строения майкопской толщи, все более выявляющегося при сейсмическом картировании в горизонтах с пачками песков и алевроитов [8].

Наконец, следует отметить еще одну сторону рассмотренных явлений. С развитием областей "нулевой седиментации" и подводного размыва отложений тесно связано понимание причин возникновения стратиграфических несогласий в майкопских отложениях, в том числе на рубеже эоцена и олигоцена. Случаи проявления несогласий в подошве майкопской серии установлены во многих районах Предкавказья и Волго-Дона [11, 13]. Они имеют различное геологическое содержание. Рассмотренное в статье несогласие является одним из наиболее значительных по стратиграфическому объему. Чаше отмечается залегание нижних слоев олигоцена на разных горизонтах верхнего и среднего эоцена.

В этой связи нам бы хотелось остановиться лишь на одном моменте. Существует резко выделяющаяся точка зрения Б.А. Онищенко [11], опубликованная в порядке обсуждения, согласно которой возникновение несогласия на рубеже эоцена и олигоцена связано с проявлением континентального перерыва. Автор утверждает, что "имеющийся обширный фактический материал как по Предкавказью, так и по Закавказью, указывает на повсеместное трансгрессивное залегание отложений нижнего олигоцена на подстилающих отложениях..." [11, с. 86]. Представления Б.А. Онищенко, с нашей точки зрения, вряд ли требуют обстоятельного анализа. Они мало доказательны уже потому, что рассмотрев известные в литературе примеры несогласий в основании олигоценых отложений, свойственные отдельным структурам или участкам, автор совершенно произвольно представляет их в качестве явления универсального ("повсеместное трансгрессивное залегание"). В действительности же граница эоцена и олигоцена в Предкавказье и сопредельных регионах Волго-Дона и Закаспия является преимущественно согласной. В этом отношении можно сослаться прежде всего на парастратотипический разрез палеогена по р. Кубань, в котором ни одним из многочисленных исследователей не указывалось на проявление стратиграфического несогласия (не говоря уже о континентальном перерыве) между мергелями верхнего эоцена и глинами олигоцена.

Проведенные авторами в последние годы исследования в Предкавказье и Волго-Доне, в том числе в рамках Проекта № 174 Международной программы геологической корреляции (МПГК), посвященного событиям на рубеже эоцена и олигоцена, показали, что существенной регрессии на данном рубеже не происходило даже во внутренней зоне шельфовой области морского бассейна. Поэтому имевшие место в определенных структурно-фациальных зонах достаточно радикальные тектонические перестроения в конце эоцена — начале олигоцена, с которыми связано проявление стратиграфических несогласий, происходили целиком в аквато-

рии морского бассейна, в основном в подводных условиях. Об этом определенно свидетельствуют и приведенные в статье материалы.

Нам пока не известны достоверные случаи размыва отложений в наземных условиях островных сооружений, существовавших во внешней зоне шельфовой области, в связи с менее благоприятными условиями сохранности их в ископаемом состоянии.

* * *

Изложенные в статье материалы освещают круг взаимосвязанных явлений, сравнительно редко проявляющихся в природе. Это относится прежде всего к таким уникальным образованиям, как пластовые концентрации металлоносного костного детрита рыб и сульфидов железа, пока не известные за пределами майкопской глинистой формации в столь значительных масштабах, т.е. не имеющие себе геологических аналогов. Впервые охарактеризованные седиментационно-диагенетические образования с переотложенным материалом остатков рыб, глауконита и фораминифер — еще более исключительное явление. Все эти экзотичные образования тесно связаны с областями "нулевой седиментации", характерные примеры которых также достаточно редки. Подобные области в майкопском морском бассейне, как нам представляется, формировались в открытой его части на глубинах, близких к базису действия волн [15].

Рассмотренные в статье металлоносные отложения свидетельствуют о том, что области "нулевой седиментации" проявляют себя не только как участки, где осадконакопление в течение длительного времени практически не происходит. Как видно, в их пределах осуществлялся также слабый размыв отложений и местное переотложение материала. Иными словами, области "нулевой седиментации" могут быть в той или иной мере морфологически дифференцированными, с проявлением местных "седиментационных ловушек", фактически изолированных от регионального источника привноса терригенного материала.

Наконец, следует также отметить, что наличие в майкопских отложениях стратиграфических несогласий связано не только и даже не столько с постседиментационным размывом отложений, но и преимущественно с развитием областей "нулевой седиментации". Охарактеризованное наиболее крупное несогласие в подошве майкопской серии, видимо, является следствием сочетания указанных процессов. Таким образом, интерпретация природы несогласий не может проводиться в отрыве от анализа конкретной фациально-палеогеографической обстановки осадконакопления.

Литература

1. Блох А.М., Коченов А.В. Геология месторождений редких элементов. Вып. 24. Элементы-примеси в костном фосфате рыб. М.: Недра, 1964. 107 с.
2. Геодекян А.А., Берлин Ю.М., Пиляк В.Л. и др. К проблеме палеотектонического анализа "древних некомпенсированных" прогибов (на примере палеогена Среднего Каспия и его обрамления) // Геотектоника. 1975. № 5. С. 109—117.
3. Данильченко П.Г. Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа // Тр. ПИН АН СССР. 1960. Т. LXXVIII. 208 с.
4. Коченов А.В., Столяров А.С. О некоторых формах выделения сульфидов железа в разрезе майкопских отложений Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133. № 6. С. 1412—1415.
5. Коченов А.В., Зинovieв В.В. Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений // Геохимия. 1960. № 8. С. 714—725.
6. Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столяров А.С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. С. 165—171.

7. Краускопф К.В. Осадочные месторождения редких металлов // Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 375–425.
8. Кунин Н.Я., Косов С.С., Медведев Е.Н. и др. Изучение клиноформ майкопа в Восточном Предкавказье // Геология нефти и газа. 1987. № 10. С. 18–24.
9. Мстиславский М.М., Коченов А.В. Майкопские костные брекчии и гибель рыб в "красных водах" // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 5. С. 1169–1172.
10. Мстиславский М.М., Столяров А.С., Семенов Г.И. и др. Геологическое развитие Южного Мангышлака в средне- и верхнемайкопское время // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. XLI (6). С. 5–23.
11. Онищенко Б.А. К палеогеографии Кавказа в позднем эоцене – раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. XLIX (3). С. 82–92.
12. Семенов Г.И., Столяров А.С. О корреляции разрезов разнофациальных отложений Мангышлака и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XLV (1). С. 84–94.
13. Семенов Г.И., Столяров А.С. Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 70–83.
14. Столяров А.С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. XXXVI (5). С. 55–78.
15. Столяров А.С., Шарков А.А. О некоторых особенностях седиментации в морском олигоцене бассейне Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. LI (6). С. 20–33.
16. Столяров А.С. К проблеме палеотектонического анализа "древних некомпенсированных" прогибов // Геотектоника. 1978. № 3. С. 137–141.
17. Холодов В.Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах // Тр. ИМГРЭ. 1963. Вып. 17. С. 67–108.
18. Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. LXX. 255 с.

Мингео СССР, Москва

Поступила в редакцию
28.III.1988

УДК 553.632 : 550.4

ЗОНЫ ЗАМЕЩЕНИЯ И РАЗУБОЖИВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ КАЛИЙНЫХ И КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ

Корневский С.М.

Описаны особенности геологического строения зон замещения и разубоживания в залежах калийных солей калиеносных регионов мира. Установлена их литологическая специфика в различных типах калиеносных формаций. Охарактеризованы условия образования этих зон, свидетельствующие о их полигенности.

Для калийных горнодобывающих предприятий наличие зон замещения и разубоживания в залежах калийных солей создает значительные проблемы. Так как в настоящее время такие зоны известны на всех эксплуатируемых месторождениях калийных солей, то их изучение, выявление условий образования и возможностей прогнозирования (местонахождения и геометризации) стало одной из актуальнейших задач у геологов, работающих в этой отрасли.

К сожалению, чаще всего зоны замещения и разубоживания выявляются уже на стадии эксплуатации месторождений калийных солей. Элемент неожиданности при их встрече, естественно, существенно затрудняет планирование горноподготовительных и эксплуатационных работ. С этой проблемой не всегда успешно справляется и эксплуатационная разведка, рудничные геологи порой узнают о них уже при вскрытии горноподготовительными и эксплуатационными выработками. И это не вина их, а скорее беда, так как размеры зон замещения часто невелики и разведочная сеть даже эксплуатационной разведки не гарантирует их 100%-ного вскрытия. Длительное изучение таких зон пока не привело к однозначному решению проблемы условий их образования, что и затрудняет их прогнозирование.

Впервые зоны замещения и разубоживания залежей калийных и калийно-магневых солей были обнаружены в самом начале нашего столетия при эксплуатации цехштейновых месторождений в Германии. Почти вековая история интенсивного их изучения показала, что эти зоны широко распространены, а их размеры, геометрические формы и характер изменения минерального состава значительно изменяются. Тектоническая или палеогеографическая обусловленность зон замещения часто остается неясной, вследствие чего один и тот же фактический материал различными геологами интерпретируется по-разному. Одни и те же зоны замещения рассматриваются то как седиментационного, то как раннедиагенетического и постседиментационного происхождения. Последние чаще обнаруживают связь с тектоникой, и их образование связывается с воздействием воздымающихся, а реже и погружающихся рассолов. Более четкая зависимость выявлена лишь в том, что для различных типов калиеносных формаций характерна определенная смена минерального состава пород в этих зонах.

В грандиозной по площади распространения цехштейновой галогенной формации Западной Европы ныне выделяется пять циклов (серий) отложений (снизу вверх): Z1 (Верра), Z2 (Стассфурт), Z3 (Лейне), Z4 (Аллер) и Z5 (Орз). Каждый цикл представлен (снизу вверх) терригенными, карбонатными, ангидритовыми и соляными (каменной солью с пластами калийно-магневых солей) породами, а завершается покровными ангидридами. В серии Верра представлены калийные пласты Тюрингский и Гессен, в серии Стассфурт — одноименный пласт,

в серии Лейне — пласты Ронненберг и Ридель (кроме того, локально пласты Бергмансзеген и Альберт), а в серии Аллер — локально пласт Оттосхал.

Калийные пласты серии Верра и зоны их разубоживания наиболее обстоятельно изучены в области Верра-Фульда, где работает более двух десятков калийных шахт и пройдено большое число скважин. В калийных пластах Тюрингском и Гессен кизеритсодержащая карналлитовая порода замещается карналлитовым и сильвинитовым харتزальцем и затем кизеритсодержащей галитовой породой. При неполном замещении пластов в нижней части харتزальца больше кизерита, в верхней — сильвина. В краевых частях зон разубоживания здесь появляются лангбейнит и затем полигалит. Зоны разубоживания пластов до каменной соли обычно приурочены к нарушениям, часто выраженным сводовыми поднятиями или антиклинальными складками [26]. Там, где пласты сложены карналлитовой породой, их мощность больше, чем там, где преобладает харتزалец.

Некоторые геологи [45] образования карналлитовой породы и харتزальца рассматривают как первично-седиментационную или раннедиагенетическую зональность. Харتزалец представляется им как фация периферии бассейна или мелководных поднятий. Однако даже эти исследователи связывают зоны полного разубоживания калийных пластов с тектонически ослабленными зонами и проникновением по ним рассолов, а иногда и с внедрениями базальта [30].

В некоторых случаях отмечается воздействие на пласт Гессен и нисходящих рассолов с замещением верхней части карналлитовой породы синим или фиолетовым сильвинитом [45]. Такому разубоживанию на дневной поверхности нередко соответствуют просадочные впадины, вытянутые параллельно зонам разубоживания — они имеют северо-восточную герцинскую ориентировку, как у нарушений и складчатости региона Верра [46].

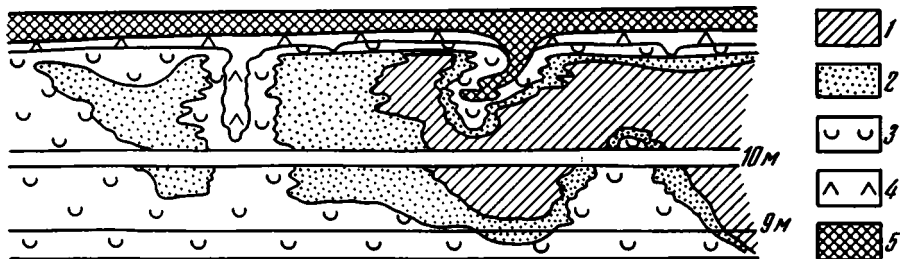
В зонах разубоживания пласта Гессен, там, где харتزалец сменяется каменной солью, в почве последней появляются гнезда и прослойки, сложенные каинитом, астраханитом, глазеритом, кизеритом и лангбейнитом. Галит и сульфатные минералы несут следы перекристаллизации, растворения и других вторичных процессов [1].

В Советской Прибалтике калиеносный горизонт серии Верра, обнаруженный в Нивенской впадине, сложен сильвино-кизеритовым харتزальцем, каинитовой и кизерит-полигалитовой породами [15]. Не исключено, что харتزалец и каинитовая порода в периферийных частях горизонта и здесь претерпевали послеседиментационную полигалитизацию в результате процессов замещения.

Результатом этого процесса могут являться и стратиграфические эквиваленты этого горизонта, встреченные бурением севернее Гданьска на возвышенности Леба (Польша) и представленные прослоями полигалитовой породы, включениями карналлита, каинита, глазерита и левента [14].

Стассфуртский пласт калийных солей развит почти по всей внутренней зоне Среднеевропейского прогиба и в центральных частях некоторых боковых впадин, где он более доступен и детальнее изучен. В Северо-Германской, Северо-Восточно-Германской и Альтмаркской впадинах Среднеевропейского прогиба, где пласт залегает глубоко, он сложен в основном карналлитовой породой. В боковых Тюрингской, Субгерцинской и Везерской впадинах стассфуртский пласт представлен двумя типами разреза: карналлитовым и харتزальцевым. На некоторых площадях он сложен целиком (или преимущественно) кизерито-карналлитовой породой. Харتزальцевый тип разреза представлен сильвинитом, кизеритовой, лангбейнитовой, каинитовой и левеитовой породами, а внизу, кроме того, глауберитом и ангидритом.

В Стассфуртском калиеносном регионе одноименный пласт, сложенный карналлитовой породой, более мощный, чем там, где представлен харتزальцем. Карналлитовая порода обломочная, вверху частично слоистая. В зонах перехода она снизу пачка за пачкой сменяется харتزальцем. Харتزалец сильвинитовый переходит в лангбейнитовый или кизеритовый и, наконец, сменяется галитовой породой зоны



Фиг. 1. Схема замещения и разубоживания пласта Стассфурт в калиеносном регионе Южного Гарца (ГДР) [27]
1 – карналлитовая порода; 2 – хартзальц; 3 – разубоженный калийный пласт; 4 – компактный ангидрит; 5 – серая соленосная глина (9 и 10 м – маркирующие галитовые прослои)

разубоживания [47, 48]. Только карналлитовая порода всеми исследователями бесспорно считается первично-седиментационным образованием, хотя она и подверглась дроблению с нарушением слоистости. Что касается генезиса хартзальца, то он рассматривается как: 1) первично-седиментационный, 2) раннедиагенетический, 3) вторичный эпигенетический, пратектонический, 4) вторичный эпигенетический, синпостектонический и 5) вторичный эпигенетический, постумный [40]. Интересно, что различные точки зрения часто "аргументируются" одними и теми же фактами. Наличие резких переходов карналлитовой породы в хартзальц, желваков стассфуртита (борацита) с карналлитовым ядром в хартзальце краевых частей зон разубоживания, лангбейнита, каинита, тахидрита и волокнистого карналлита в хартзальце, новообразований вторичного сильвинита, голубого галита в переходной зоне, где пласт часто смят в складки, все же скорее свидетельствует о метасоматическом превращении карналлитовой породы в хартзальц при воздействии восходящих сульфатсодержащих хлоридных рассолов [47]. Некоторые исследователи, однако, полагают, что хартзальц в данном регионе может быть двойного происхождения [40]. Наиболее значительные изменения он претерпел в Северном и Южном Гарце (фиг. 1, 2, таблица), где представлен даже ангидритовым хартзальцем. Приуроченность хартзальца к краевым фациям пласта и сводовым поднятиям герцинского простиранья, к сожалению, не дает однозначного ответа на вопрос о его генезисе. Обнаруженное [46] над зонами разубоживания увеличение мощностей вышележащих горизонтов серых соленосных глин и линейной каменной соли серии Лейне, а также красных соленосных глин серии Аллер документирует зону провалов цехштейновым временем. Это скорее указывает на раннедиагенетическое образование хартзальца. Об этом же говорят случаи переслаивания карналлитовой породы и хартзальца, с сохранением местами слоистости в обеих породах, а также присутствие хартзальца в кровле карналлитовой породы [29].

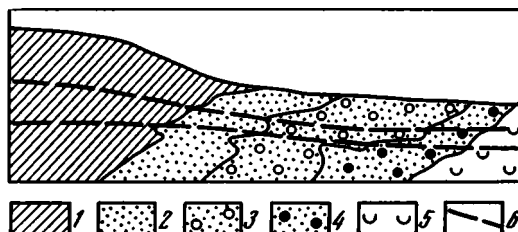
Минерал	Карналлитовая порода	Хартзальц			Каменная соль
		кизерито-сильвинитовый	кизерито-полигалито-сильвинитовый	лангбейнито-полигалито-сильвинитовый	
Карналлит	52,0	3,5	1,6	0,3	0,6
Сильвин	—	28,9	22,9	19,7	1,5
Полигалит	—	3,1	10,1	9,1	0,7
Лангбейнит	—	—	1,0	17,7	0,6
Кизерит	12,0	18,8	14,4	6,9	2,4
Ангидрит	1,8	2,5	2,1	0,4	1,4

Петрографическое изучение карналлитовой породы и хартзальца из пласта Стассфурт показало, что в сильвине хартзальца наблюдаются многочисленные реликты карналлита. Вторичное происхождение хартзальца подтверждается и распределением рубидия и брома [42]. Не противоречит этому сохранность прослоев каменной соли, которые в хартзальце из серых становятся красными. О вторичности хартзальца свидетельствует его резкая изменчивость на небольших расстояниях. Наличие в лангбейните реликтов кизерита и сильвина, а в полигалите — реликтов кизерита указывает, за счет каких минералов они образовались [16].

Локальные зоны разубоживания пласта Стассфурт имеют до 20–50 м в поперечнике, а площади зон полного его разубоживания в Южном Гарце до 10–12 км² [47].

Фиг. 2. Схема изменения минерального состава пород (вес. %) пласта Стассфурт в районах Северного Гарца и Заале-Унструт (ГДР) [4]

1 — карналлитовая порода; 2 — кизерито-сильвинитовый хартзальц; 3 — полигалито-кизерито-сильвинитовый хартзальц; 4 — полигалито-лангбейнито-сильвинитовый хартзальц; 5 — каменная соль; 6 — маркирующие прослои каменной соли

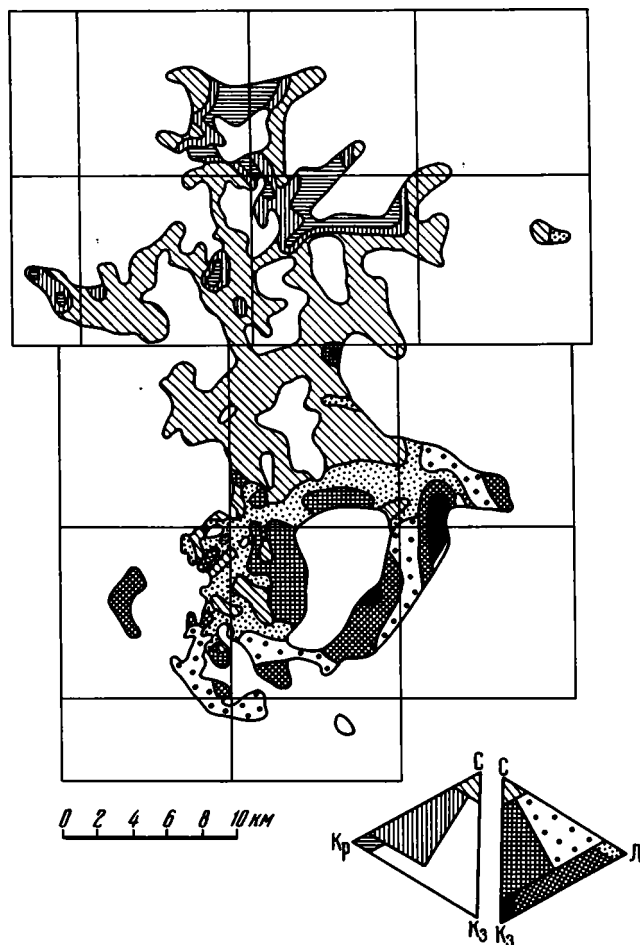


Во внутренней части Центральнопольской впадины пласт Стассфурт также сложен преимущественно карналлитовой породой и имеет мощность до 25 м. Однако на соляной структуре Клодава он представлен кизеритосодержащими породами и меньшей (6–8 м) мощности.

В пласте Ронненберг серии Ляйне (на территории ГДР), сложенном внизу карналлитовой породой, а сверху — сильвинитом, зоны разубоживания приурочены к ангидритовым клипшенам нижележащего пласта главного ангидрита. К крупным клипшенам, поднимающимся выше кровли калийного пласта и имеющим диаметр от 50 до 120 м, приурочены зоны полного разубоживания пласта Ронненберг. Они имеют асимметричную овальную форму — в поперечнике вместе с клипшеном достигают 300 м [43]. Близ зон разубоживания часть карналлитовой породы пласта сильвинитизирована, а подстилающая калийный пласт линейная каменная соль часто окрашена в красный цвет.

В девонской калиеносной формации Прерия (Саскачеван, Канада) выделяются [32, 33] три калийных горизонта (снизу): Эстерхази (К-1), Белле Плейн (К-2) и Пейтинс-Лейк (К-3). Они сложены карналлитовой породой и сильвинитами, причем карналлитовая порода в горизонте К-1 преобладает в основном в нижней его части, а в горизонте К-2 — чаще в верхней. На одних участках в этих горизонтах преобладают карналлитовые породы, на других — сильвиниты. Верхний горизонт К-3 представлен преимущественно сильвинитами, лишь на некоторых участках, в основном в нижних их частях и реже целиком, он сложен карналлитовой породой. Площади распространения вышележащих калийных горизонтов возрастают. Их мощность на площадях, где они сложены карналлитовыми породами, больше, чем там, где они сложены сильвинитами [51].

В калийных горизонтах Саскачеванского месторождения обнаружено несколько типов зон разубоживания [38, 51]. Они имеют преимущественно линзо- и грибообразную формы, сложены чистой крупнозернистой каменной солью. В периферийных их частях каменная соль грубозернистая глинистая с включениями мелких кристаллов красного сильвина. Контакты этих зон с сильвинитом неровные и резкие. В каменной соли сохранились прослои карбонатных глин, наблюдаемые и в сильвинитах [41]. В галите и сильвине зон разубоживания содержание брома чаще выше, чем в отложениях, вмещающих сильвинитовый пласт.



Фиг. 3. Литофациальные зоны в 5-й рудной зоне калийных солей Карловарского месторождения (ЧССР) [37]

Индексы на углах диаграмм минерального состава: Кр — карналлит, С — сильвин, Кз — кизерит или каинит, Л — лангбейнит, леонит, шенит, астраханит, вантгоффит, глазерит и левент

На площади между Ватроуг и Кандагаром (Саскачеван) обнаружены переходы красной карналлитовой породы в красный сильвинит и обеих этих пород — в каменную соль [51]. В карналлитовой породе зерна галита, редкие зерна сильвина обычно светлые, тогда как в сильвините только зерна галита светлые, а зерна сильвина красные. В красном сильвине аномально высокое содержание рубидия, что также свидетельствует о его образовании за счет карналлита. О постседиментационных преобразованиях этих пород говорят и содержания аргона в сильвинитах, указывающие не на среднедевонский их возраст, а на миссисипский (339 млн. лет) и даже третичный (56 млн. лет) — больше всего определений приходится на период от миссисипия до триаса (207 млн. лет).

В калийных горизонтах Саскачевана как латеральные, так и вертикальные переходы массивной красной карналлитовой породы в красный сильвинит и затем в галитовую породу резкие. Сильвинит заимствует от карналлита ориентировку кристаллов, красящие окислы железа (гематит и волокнистый гётит) и рубидий. Окислы железа в кристаллах галита, судя по их кристаллографической ориентировке, заимствованы у сильвина. Замещение карналлита сопровождалось выносом

$MgCl_2$ и соответственным уменьшением мощности калийных горизонтов. В подстилающей каменной соли обнаружено присутствие карналлита, содержащего те же количества брома и рубидия, что и в карналлитовой породе. Это указывает на наличие процессов десцендентного растворения.

Пермская калиеносная формация Саладо (Западный Техас и Нью-Мексико, США), распространенная во впадинах Делавер и Мидленд, а также перекрывающая барьерный риф Кэпитен, внизу сложена каменной солью, в которой на ряде площадей присутствует полигалит и имеются четыре пласта полигалитсодержащего ангидрита [25]. Вышележащая калиеносная зона включает до 11 горизонтов калийных солей [36]. Они распространены лишь на северо-западе соленосного бассейна (Карлсбадское месторождение). Наиболее распространенными калийными минералами в них являются сильвин, карналлит, каинит и лангбейнит. Локально представлены кизерит, полигалит, леонит, глауберит, тенардит.

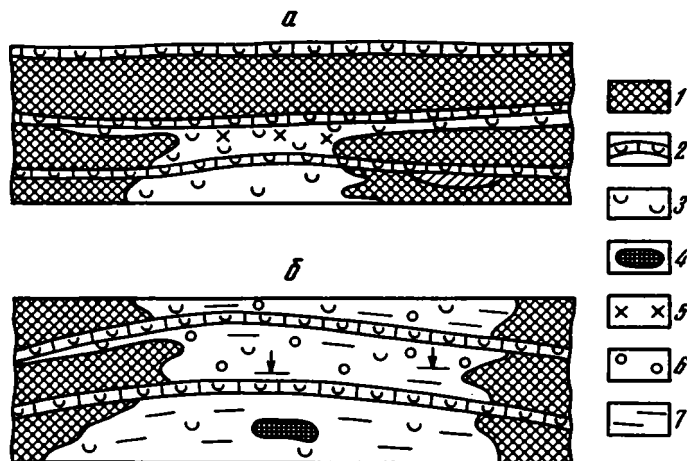
В северной части Карлсбадского месторождения преобладают сильвиниты, а местами (преимущественно на крайнем севере) карналлитовая порода, тогда как на юге — лангбейнит с сильвином и кизеритом (иногда с каинитом). Для горизонтов калийных солей характерны резкие изменения их минерального состава и мощностей. Кондиционной рудой часто представлен не весь калийный горизонт, а отдельные его прихотливо соединяющиеся полосы (фиг. 3), образующие *лабиринтовый комплекс* [37]. Мощность рудных калийных горизонтов на юге месторождения обычно больше, чем на севере.

На одном из калийных рудников в Делаверской впадине (на юго-востоке Нью-Мексико) в разрезе калиеносной формации Саладо выделяется четыре калийных горизонта (по глубине залегания, в футах): 700, 800, 850 и 900 [28]. Два средних горизонта сложены преимущественно сильвином и лангбейнитом, а в двух остальных преобладает сильвинит, в верхнем еще и с карналлитом. Эксплуатируется сильвинит нижнего горизонта и лангбейнитовая порода горизонта 800. Нижняя треть разреза калийного горизонта 800 сложена в основном лангбейнитовой породой. Вышележащая часть его разреза снизу почти на две трети также обычно представлена лангбейнитовой породой, а на некоторых площадях в северо-западной половине шахтного поля и сильвинитом. Самая верхняя часть разреза горизонта сложена сильвинитом. Чем больше в разрезе горизонта лангбейнитовой породы, тем больше его мощность [28].

Зоны разубоживания на Карлсбадском месторождении обнаружены (фиг. 4) в нижнем сильвинитовом горизонте [39], имеющем мощность 3–4 м и представленном тремя слоями сильвинита (каждый составляет 75–90 см), разделенными маркирующими слоями оранжевой каменной соли (10–30 см). В сильвинитовых слоях сильвин молочно-белый или красный, а галит бесцветный. Зоны разубоживания в плане имеют форму полос или неправильно концентрическую, шириной 0,3–106 и длиной 4,5–160 м. Площади зон разубоживания максимальны (до 0,016 км²) в нижнем сильвинитовом слое и уменьшаются в вышележащих.

Контакты сильвинитов и каменной соли зон разубоживания сравнительно резкие. В приконтактной их части встречаются линзы каинита, лангбейнита и леонита. По удалению от контакта среди каменной соли появляются линзочки перекристаллизованных крупнокристаллических агрегатов галита и сильвина, а также реликтовые включения последнего. Близ контактов зон разубоживания иногда наблюдаются небольшие антиклинальные складки шириной до 1 м и высотой 15–60 см. В зонах разубоживания глинистые прослои бурые и коричневые, тогда как в сильвините они обычно серые. В каменной соли этих зон иногда сохраняются реликты сильвинитовых прослоев. На участках неполного разубоживания сильвинитовых слоев их мощность на коротких расстояниях резко уменьшается от 75 до 20 см.

В рудном калийном горизонте 800 севернее Карлсбада среди сильвинитов и лангбейнитовой породы также обнаружены линзообразные галитовые тела, являющиеся зонами разубоживания [28]. Они сложены перекристаллизованным гали-



Фиг. 4. Зоны разубоживания в первой рудной зоне Карлсбадского месторождения (США) [39] (а – разубоживание нижнего и среднего сальвинитовых слоев, б – разубоживание всех трех сальвинитовых слоев)
 1 – сальвинит; 2 – маркирующие слои оранжевого галита; 3 – каменная соль; 4 – линзы перекристаллизованного молочно-белого сальвинита; 5 – вкрапленность сальвинита; 6 – включения полигалита; 7 – прослон глины (стрелкой показаны прослон коричневой глины)

том, не содержащим глинистого материала. Дифференциацию различных калийно-магниевых минералов в калийных горизонтах Дж. Данлан считает первично-седиментационной или раннедиагенетической, а галитовые тела зон разубоживания – более поздними образованиями.

Об избирательном выпелачивании сальвинитов на Карлсбадском месторождении, по мнению К. Линна и С. Адамса [39], достаточно полно свидетельствуют следующие факты: 1) выдержанность внутрипластовых маркирующих прослоев оранжевой каменной соли и галопелитов; 2) резкие контакты слоев сальвинита и замещающей их каменной соли; 3) уменьшения площадей разубоживания сальвинитовых слоев, снизу вверх; 4) присутствие в зонах разубоживания сульфатных калийных минералов; 5) наличие линз гигантозернистых галита и сальвинита; 6) остатки слоев сальвинита в зонах разубоживания; 7) мелкие складки близ контактов зон; 8) коричневая окраска галопелитов в этих зонах.

Меловые (аптские) калиеносные формации Бразилии и Западной Африки (Габона, Конго), образовавшиеся в суббассейнах некогда единой рифтовой системы, имеют сходные разрезы. Их мощность колеблется от 500 до 900 м. Многочисленные пласты калийно-магниевых солей этих формаций сложены преимущественно карналлитовой породой и частично сальвинитом. Для верхней части разреза формаций характерно наличие пластов тахгидрита или бишофита. Сальвиниты обычно встречаются в двух нижних или в одном-двух верхних калийных пластах.

Размерность и характер кристаллов карналлита свидетельствуют о том, что он отлагался из рапы различной концентрации. Для карналлита характерно весьма высокое, но значительно изменяющееся содержание брома и низкое – рубидия. Сальвиниты в обоих регионах рассматриваются как образовавшиеся из карналлитовой породы. В них наблюдается нормальное содержание брома и низкое – рубидия.

В бразильском суббассейне Серджипе зоны замещения карналлитовой породы сальвинитом и дальнейшего его разубоживания до галитовой породы в двух нижних калийных пластах располагаются над узкими горстами и приподнятыми

ступенями разломов в подсолевом фундаменте. Сильвинитизация верхнего карналлитового пласта связывается с гипергенными процессами [50].

Сильвиниты суббассейна Конго (Западная Африка) по окраске напоминают пестрые сильвиниты Предуралья. Из-за несовпадения зон замещения различных калийных пластов здесь до сих пор не выявлена их связь с подсолевой дизъюнктивной тектоникой. На месторождении Холле контур сильвинитовой зоны в верхних калийных пластах имеет форму дугообразной полосы. Отсутствие четких критериев прогноза этих зон в первом десятилетии очень затрудняло эксплуатацию рудника [44].

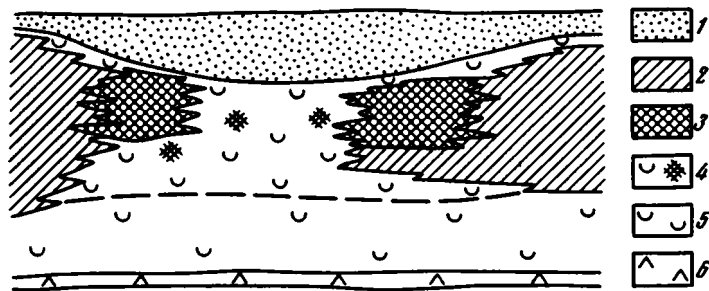
Доля карналлитовой породы составляет в суббассейнах Конго 25–35%, Габона и Серджипе по 15, а сильвинитов соответственно 2; 5 и 6%. Это в какой-то мере определяет масштабы процессов замещения.

В меловой калиеносной формации Маха-Саракхан (Лаос, Таиланд) залежь калийных солей мощностью до 40 м (локально до 95 м) сложена преимущественно карналлитовой породой. Наряду с карналлитом в ней представлены сильвин, тахидрит и борацит. В северной части соленосного бассейна (преимущественно Лаос) она распространена на площади 21 тыс. км², а в южной (Таиланд) — на территории 36 тыс. км². Локально, в том числе и севернее Вьентьяна (Лаос), залежь сложена высококачественным сильвинитом, мощность которого достигает 19 м, а в одной скважине даже 34 м. Сильвинитовые участки калийной залежи и галитовые "барры" являются зонами замещения и разубоживания карналлитовой породы [31]. Даже по данным бурения, здесь имеет место та же схема смены карналлитовой породы сильвинитами и затем переход их в каменную соль [35], которая выявляется и в других калиеносных формациях мира, относящихся к хлоридному подтипу (фиг. 5).

Одна из самых молодых (четвертичная) калиеносных формаций мира, обнаруженная в западной части Данакильской впадины (Эфиопия), имеет мощность до 960 м. Ее калиеносный горизонт на месторождении Масли характеризуется следующим разрезом: внизу — слоистая тонкозернистая каинитовая порода (4–14 м), в средней части — смешанная карналлитсодержащая порода (3–24 м) и вверху — сильвинит (0–11 м) с вкрапленностью карналлита, кизерита, каинита и полигалита. На калиеносном горизонте с размывом залегает маркирующий пласт каменной соли (4,5–15 м). В центральной части впадины имеются выходы основных интрузий и уникальных горячих хлоридных рассолов, а на дневной поверхности — соляные корки с карналлитом. Южнее г. Далол ниже первого калиеносного горизонта бурением был обнаружен еще один пласт.

Верхний калиеносный горизонт, получивший название Ноусток, имеет пестрый состав. Особенно полиминеральна его средняя карналлитсодержащая пачка, в которой представлены также сильвин, кизерит и каинит (иногда до 10% каждого), кроме того, в небольших количествах полигалит, бишофит и риннеит. В нижней части ее разреза больше каинита, в верхней — сильвина. В средней и верхней пачках горизонта содержится до 15% ангидрита. Сильвинит слоистый с прихотливо смятыми прослойками ангидрита. Верхнюю сильвинитовую пачку исследователи считают вторичным образованием, возникшим за счет карналлитсодержащей породы при воздействии на нее метеорных вод в приповерхностных условиях [34].

На месторождении Масли в сильвинитовой пачке имеются локальные зоны полного разубоживания рудной залежи ("барровые" тела каменной соли или ангидрита). Различают три типа зон, в которых: 1) сильвинит резко переходит в галитоангидритовую породу; 2) сильвинит латерально сменяется каменной солью (ширина одной из зон до 23 м); 3) зоны разубоживания приурочены к зонам разломов и вытянуты вдоль них (с гигантокристаллическим галитом). Каменная соль зон разубоживания внешне очень похожа на сильвинит, имеет такую же сезонную слоистость, хотя переходы сильвинита в каменную соль достаточно резкие. Зоны разубоживания сильвинита, во всяком случае те, кото-



Фиг. 5. Схема замещения и разубоживания в залежи калийных солей формации Маха-Саракхан, Таиланд и Лаос [31]

1 - терригенные породы; 2 - карналлитовая порода; 3 - сильвинит; 4 - соль выщелачивания; 5 - нижняя каменная соль; 6 - ангидрит

рые приурочены к разломам, более позднего образования [8]. Здесь по той же схеме карналлит замещался сильвинитом, а последний разубоживался до каменной соли.

Таким образом, на зарубежных месторождениях калийных солей выявлены разнообразные зоны их замещения и разубоживания. Однако преобладающим мотивом здесь являлось замещение карналлитовой породы сильвинитом и разубоживание его до каменной соли. На ряде месторождений при замещении карналлитовой и особенно кизерито-карналлитовой и карналлитосодержащих пород более пестрого минерального состава наряду с сильвинитом образовались сульфатные калийно-магниевые минералы (хартзалцевые породы). Первый путь преобразования характерен для калиеносных формаций хлоридного подтипа, тогда как второй типичен для формаций сульфатно-хлоридного подтипа.

В калиеносных регионах территории СССР зоны замещения и разубоживания в залежах калийных солей были обнаружены в послевоенные годы сначала на Верхнекамском месторождении (1948 г.), затем на Калушском (1953 г.) и Старобинском (1960 г.). По данным послевоенных буровых работ, их наличие предполагается и в неэксплуатируемых еще калиеносных регионах (Непском, Прикаспийском, Среднеазиатском и др.).

Более длительно и основательно изучение зон замещения и разубоживания пластов калийных солей, слагающих нижний сильвинитовый и верхний сильвинито-карналлитовый горизонты, проводилось на Верхнекамском месторождении. Несмотря на то что эти пласты принадлежат к калиеносной формации наиболее простого хлоридного подтипа, они сохраняют сравнительно пологое залегание и относительно мало смяты, выявление в них зон замещения и особенно закономерностей их размещения и формирования оказалось делом нелегким.

Сильвинитовый горизонт Верхнекамского месторождения сложен тремя пластами красного сильвинита (Кр. III, Кр. II, Кр. I), мощностью 0,8–5,3 м, в раздувах до 10 м, и верхним полосчатым сильвинитом (пласт А), средней мощностью 1,8 м. Мощность сильвинитового горизонта составляет 7–40 м (в среднем 20–25 м).

В разрезе сильвинито-карналлитового горизонта выделено до девяти пластов калийных солей (индексированных литерами алфавита от Б до К). Они сложены карналлитовой породой (0,5–28 м в раздувах) и пестрым сильвинитом (средняя мощность 0,8–3,4 м).

Наличие на месторождении переходов карналлитовой породы в пестрый сильвинит, а также сильвинитов в каменную соль было известно еще в довоенные годы. Однако тогда они рассматривались как явления фациальные [7] либо как динамометаморфические образования [17]. Седиментационными их считали и позднее [2, 5, 18]. Эту традицию первым нарушил А.Е. Ходьков [23], который,

отмечая унаследованность их участков как в сильвинитовых, так и в вышележащих карналлитовых пластах, связал образование зон замещения и разубоживания с воздействием седиментационных хлорнатриевых рассолов, отжимавшихся вверх при литификации подстилающей каменной соли. Однако в более поздних работах исследователи продолжали считать эти образования то раннедиагенетическими [9], то первично-седиментационными [21]. Этими авторами внесен особенно существенный вклад в выявление геометризаций и характера данных образований на Верхнекамском месторождении.

На этом месторождении ныне выделяются [21] два типа зон разубоживания. Первый представлен крупными телами каменной соли (площадью до $2,5 \text{ км}^2$ в нижних сильвинитовых пластах), а второй — локальными. Крупные зоны в плане изометричные или эллипсообразные, в разрезе — конусообразные. Размеры зон разубоживания колеблются от $30 \times 50 \text{ м}$ до $1 \times 2 \text{ км}$ и более.

Разубоживание сильвинитовых пластов бывает полным или частичным. В крупных зонах (площадью более 1 км^2) оно наблюдается на протяжении десятков метров (до 100 м в пласте Кр. II), а в менее крупных — на расстоянии $10\text{--}20 \text{ м}$. Происходит это из-за выклинивания сильвинитовых прослоек с уменьшением мощности пластов примерно на одну треть. Некоторые сильвинитовые прослойки выклиниваются на протяжении $3\text{--}5 \text{ м}$, отдельные — довольно резко — через $0,2\text{--}0,4 \text{ м}$. Если в этих прослойках сильвинит сменяется зернистым галитом, то мощность пласта не изменяется. Зоны разубоживания обычно сложены разнотельной каменной солью — в краевых частях с кристаллами (до $2\text{--}5 \text{ см}$) молочно-белого сильвина. В зоне разубоживания галит составляет $91\text{--}95\%$, количество сильвина уменьшается до $0,2\text{--}0,6$, а нерастворимого остатка немного увеличивается, до $1,5\text{--}4,9\%$. В сильвинитовых пластах их содержания соответственно не более $60\text{--}80$; $12\text{--}37$ и $0,8\text{--}3,3\%$.

Для карналлитовых пластов Б и В сильвинито-карналлитового горизонта характерна следующая зональность смены пород: карналлитовая порода → пестрый сильвинит → каменная соль зон разубоживания. Переходы пестрого сильвинита в каменную соль нерезкие, причем в каменной соли сохраняется отчетливая слоистость.

В нижней части пластов, близ контакта с галитовой зоной разубоживания, развит белый массивный сильвинит с включениями синего, а в верхней — бурый четкослоистый (локально). Для некоторых зон разубоживания характерен переход сильвинита в галитовую породу через псевдосильвинит, в котором прослойки сильвинита сменяются прослойками сургучно-красного галита. У красного галита значения бромхлорного коэффициента более низкие, чем у перистого и зернистого. В зонах разубоживания первого типа пласты залегают сравнительно спокойно — с некоторым повышением рельефа в центральной части зон. Иногда зоны разубоживания ограничены узкими постседиментационными складками шириной до 100 м и амплитудой до 20 м .

Локальные тела каменной соли зон разубоживания второго типа сформировались при складкообразовании. Деформированные сильвинитовые прослои потеряли слоистость, и порода стала пятнистой. Кристаллы сильвина красные, молочно-белые и бесцветные. Зоны разубоживания второго типа также контролируются складками. Иногда в них встречаются согласные со слоистостью открытые трещины или полости. Длина локальных зон разубоживания составляет $0,5\text{--}20$, высота — $0,4\text{--}5 \text{ м}$.

Минеральный состав примесей в породах зон разубоживания свидетельствует об их формировании или преобразовании в условиях менее минерализованной среды. Нерастворимые остатки более грубозернисты, чем у калийных солей. В гидрослюдах содержится меньше MgO и FeO , но больше Fe_2O_3 .

Площади зон разубоживания максимальны в калийных пластах сильвинитового горизонта. Здесь они тяготеют к участкам сильвинитов с более низким

содержанием KCl и Br. Снизу до пластов Б и В сильвинито-карналлитового горизонта площади разубоживания сильвинитов и замещения карналлитовой породы имеют общую тенденцию к сокращению. Выше замещение вновь проявляется лишь в самом верхнем калийном пласте И, где имеет иное (гипергенное) происхождение.

Материалы длительного изучения зон замещения и разубоживания пластов калийных солей Верхнекамского месторождения [2, 5, 9, 18, 21] позволили выяснить их литологический облик. Однако условия их образования и закономерности размещения четкого и однозначного решения до сих пор не получили. Более убедительным представляется их образование при воздействии на калийные соли менее минерализованных хлорнатриевых рассолов, которые имели доступ к калийным залежам либо в период раннего диагенеза при разбавлениях рапы бассейна на приподнятых и периферийных участках его дна, либо при последующей литификации подсолевых отложений поднимались к ним по ослабленным тектоническим зонам. Первая гипотеза несколько лучше объясняет формирование крупных зон замещения и разубоживания первого типа, вторая — локальных зон второго типа. Правда, и поднятия дна бассейна, и ослабленные зоны в подсолевых и соляных породах, видимо, имеют единую тектоническую первопричину, что заставляет искать разгадку в особенности тектоники подсолевых толщ. Но это затрудняет прогноз зон замещения и разубоживания в данном регионе.

Большое внимание уделено зонам разубоживания в сильвинитовых пластах Старобинского месторождения, которые были обнаружены здесь в 1960 г. В.Л. Фоминой. Их изучали А.Е. Ходьков, А.А. Иванов, Лю Фэнчай, Я.Я. Яржемский, А.Л. Протопопов и особенно детально В.З. Кислик.

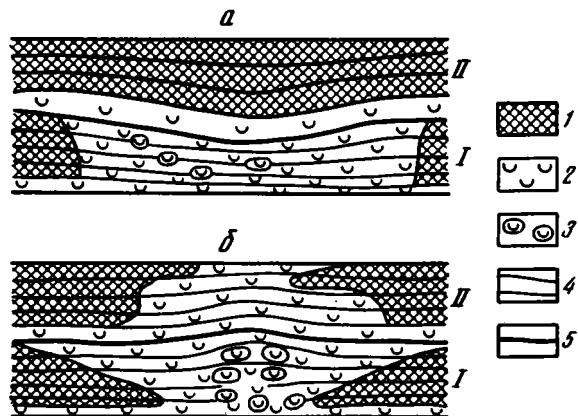
В сильвинитах 2-го калийного горизонта 1-го Солигорского комбината В.З. Кислик [10] выделил два типа зон разубоживания (фиг. 6). Горизонт представлен двумя сильвинитовыми слоями (80–110 см) и слоем разделяющей их каменной соли (30–55 см).

Наибольшие зоны разубоживания первого типа с площадями эллиптической формы имеют преимущественно субширотное простирание. Их протяженность колеблется от 10 до 50 м (одна до 70 м). Иногда они располагаются цепочками друг за другом — тоже с субширотной ориентировкой цепочек. В этом типе зон разубоживаются преимущественно сильвиниты нижнего слоя 2-го горизонта. Мощность слоя сокращается на суммарную мощность выпавших из его разреза сильвинитовых прослоев. Иногда разубоживанием оказывается затронут и верхний сильвинитовый слой, — тогда мощность горизонта сокращается особенно резко. Верхняя часть разреза калийного горизонта в пределах данных зон обычно плавно прогибается, образуя пологую синклинальную складку. При ее проседании образуются трещины, которые заполняются волокнистым галитом, иногда красным сильвинином и крупнозернистым галитом. В зонах разубоживания наблюдается растворение зерен сильвина и частичное замещение их мелкими зернами желтого галита. В крупнозернистом галите из этих зон содержание брома обычно значительно колеблется, иногда оно крайне низкое. Чаше в зернистом галите его столько же, сколько в галите сильвинитового пласта.

Зоны разубоживания второго типа характеризуются более крупными размерами (протяженность 100–400 м и площадь до 0,12 км²). Они имеют округлую или эллиптическую форму, обнаруживают связь с субширотными и субмеридиональными тектоническими нарушениями. Разубоживаются оба слоя сильвинитового горизонта, но в нижнем слое — на большей площади (фиг. 6). В нижнем сильвинитовом слое (фиг. 6) вышележащие сильвинитовые прослоечки разубоживаются на большей площади, чем нижележащие, в незамещенной части слоя образуется "чаша" [10]. В направлении зон разубоживания сильвинитовые прослоечки сменяются каменной солью, как правило, резко. В приконтактной части этих зон в интервале 5–10 см еще сохраняются скелетно-зональные зерна сильвина, а затем резко увеличивается количество галита. Далее в существенно галитовой

Фиг. 6. Зоны разубоживания сильвинитов первого (а) и второго (б) типов 2-го калийного горизонта Старобинского месторождения [11]

1 — сильвиниты; 2 — каменная соль; 3 — участки крупнокристаллического водяно-прозрачного галита; 4 — прослой галопелитов; 5 — базальный галопелитовый прослой; I—II — сильвинитовые слои (I — нижний, II — верхний)



породе порой встречается вкрапленность буровато-красного и бесцветного сильвина. Иногда сильвинитовые прослойки сменяются внешне похожими слоечками красного галита, часто наблюдаются реликтовые зерна сильвина.

В зоне перехода галит располагается беспорядочно среди зерен сильвина и нередко их замещает. Зерна галита идиоморфные или округлые, иногда располагаются цепочками, ориентированными поперек слоистости. По удалению от контакта слоистость разубоженных пород горизонта становится неясной из-за перекристаллизации каменной соли и дробления галопелитовых прослоев. В центральной части этих зон разубоживания, как правило, образуются "бугры вспучивания" [11] длиной до 10 м и высотой до 50 см. Каменная соль в них представлена массивным ядром водяно-прозрачного галита, образующим пологую антиклинальную складку. Слои в ней нарушены. Базальный галопелитовый прослой калийного горизонта в центральной части зоны разубоживания разорван, а трещины заполнены секущими прожилками галита.

К тектоническим нарушениям приурочены гнездообразные скопления эпигенетических кристаллов (1–15 см) галита и сильвина. Ксеноморфные зерна молочно-белого или розоватого сильвина имеют красную оторочку. Кристаллы галита чаще водяно-прозрачные, иногда опаловидные с участками синей или бледно-фиолетовой окраски. В этих гнездах представлена галопелитовая брекчия, карбонаты и ангидрит. В нерастворимых остатках из рудных минералов обычно встречается пирит.

Зоны разубоживания обоих типов преимущественно приурочены к ослабленным тектоническим зонам, выраженным разломами в подсолевых отложениях и трещиноватостью галогенных пород. Предполагается, что во 2-м калийном горизонте зоны разубоживания составят 15–20% его площади [10].

Зоны разубоживания обнаружены также на 2-м калийном горизонте 2-го Солигорского калийного комбината и на 3-м калийном горизонте 1-го комбината. Здесь они приурочены также к тектоническим нарушениям, имеют аналогичные морфологические особенности и в большинстве случаев субмеридиональное простирание. В некоторых зонах наблюдаются следы выщелачивания.

Субмеридиональная и субширотная ориентировки зон разубоживания калийных горизонтов Старобинского месторождения свидетельствуют об образовании их в результате воздействия хлорнатриевых рассолов, отжимавшихся при литификации соленосных отложений [10, 24], а не первично-седиментационном, как считал Я.Я. Яржемский. Зоны разубоживания 1-го типа сформировались в период раннего диагенеза, а зоны 2-го типа — позднедиагенетические (катагенетические). По данным петрографических исследований В.П. Петрова и А.Л. Протопопова [20], в калийных горизонтах близ Западного и Центрального тектонических нарушений в формировании зон разубоживания принимали участие также рассолы

выщелачивания, о чем свидетельствуют: вынос брома, прожилки волокнистого галита, обогащение нерастворимых остатков карбонатами, наличие в них кристаллов аутигенного кварца и тонкопризматического ангидрита.

В западной краевой части Старобинского месторождения калийные горизонты разубоживаются сначала в верхней части разреза с переходом в глинисто-карбонатную пачку с прослоями красного галита ("псевдосильвинита"), а затем в галопелитовую с гематитовыми прослоями. Постепенно из пород горизонта исчезают хлористые соли и увеличивается содержание в них CaSO_4 . В галопелитах содержится те же примеси, а в гематитовых прослойках те же количества Fe_2O_3 , что и в нерастворимых остатках сильвинитов. Современное распространение гематитовых прослоев в надсолевой толще свидетельствует о том, что верхнефаменская калиеносная формация ранее простиралась западнее ее нынешнего контура. Она уничтожена здесь процессами древнего выщелачивания (у "края выщелачивания"). На длительность и многоактность процессов указывают мульды проседания с повышенными мощностями отложений верхнего мела, палеогена и неогена.

В Предкарпатском прогибе, где калиеносные отложения характеризуются высокой глинистостью, представлены преимущественно сульфатными калийно-магниевыми солями и часто выходят непосредственно под обводненные четвертичные отложения, весьма существенны их гипергенные преобразования. Для последних характерны шенит и полигалит (у соляного зеркала), а выше (и в виде прожилков в соляных породах) — глазерит, сингенит, астраханит, эпсомит и особенно мирабилит. Последний нередко образует залежи также в верхней части пластов лангбейнито-каинитовой породы [13].

Однако в Предкарпатье известны и иные зоны разубоживания сильвинитов. На Северном поле Калуша в верхней сильвинитовой залежи автором [12] были изучены два типа таких зон.

Зоны разубоживания первого типа приурочены к участкам сопряжения крыльев и осевой части поперечной синклинали складки, где в сильвинитовом пласте слои резко изгибаются, появляются дисгармоническая складчатость и небольшие дизъюнктивные нарушения. Здесь сильвинитовые пласты местами расщепляются, замещаются частично красным галитом, а затем сменяются брекчированной соленосной глинистой породой. В последней трещины заполнены волокнистым, местами красным галитом ("псевдосильвинитом"). Именно такая линейная зона разубоживания разделяет сильвинитовые пласты Северного поля и его Загробиченского участка [12].

Зоны разубоживания второго типа обнаружены в осевой части поперечной складки вверх по восстанию сильвинитового пласта. Здесь в более крупных зонах также наблюдается смена сильвинитовых прослоев слоечками красного галита с переходом в дробленую соленосную глинистую породу, в которой трещины заполнены волокнистым или красным галитом. В небольших зонах разубоживания вверх по восстанию пласта сильвинит сменяется тонкослоистой глинистой каменной солью. Нижняя часть сильвинитовой залежи здесь местами брекчирована, частично представлена красным галитом; мощность ее уменьшается. Иногда пачка тонкослоистой галитовой породы в этих зонах как бы наложена на срезанную верхнюю часть разреза сильвинитовой залежи.

Очевидно, зоны разубоживания второго типа связаны с раннедиагенетическими преобразованиями залежи в краевой северо-восточной части солеродного бассейна, тогда как зоны первого типа имеют более позднее происхождение, так как связаны с последующей тектоникой.

На Непском месторождении (Восточная Сибирь) в калийных горизонтах установлена смена карналлитовой породы сильвинитами, а среди последних в 3–5-м горизонтах — наличие вытянутых галитовых зон. Одни исследователи эти переходы рассматривают как фациальные, другие связывают их с замещением карналлитовой породы сильвинитами и разубоживанием последних до каменной соли с образованием долин проседания [6].

Кунгурская калиеносная формация Прикаспийской синеклизы по минеральному составу калийно-магниевого солей относится к сульфатно-хлоридному подтипу. Ее однотипность с цехштейновой калиеносной формацией Западной Европы предполагает некоторые аналогии в литологии их зон замещения и разубоживания. В нижнем калийном горизонте кунгура Прикаспия, как и в нижнем (Стассфуртском) пласте цехштейна ГДР, наблюдаются подобные переходы кизерит-содержащей карналлитовой породы в каинитосодержащий сильвинит, затем в каинито-лангбейнитовый сильвинит и полигалитосодержащий сильвинит с глазками и прожилками глазерита и далее в каменную соль со слабой калийной минерализацией [22]. Процессы изменения калийных солей в соляных куполах Прикаспия особенно интенсивно проявлены в осевых частях складок и зонах разрывных нарушений, где характер зональности и парагенезисы порой несколько усложняются и нарушаются. Некоторые зоны исчезают или проявляются клинообразно, появляются прожилки калийно-магниевого солей.

Сильвиниты зон замещения в Прикаспии обычно пятнистые и брекчиевидные с гнездами каинита, лангбейнита, полигалита и глазерита. В зонах дробления наблюдается и выщелачивание с преобладанием в брекчи новообразований ангидрита, галита и гёргента. Имеются более поздние образования гигантокристаллических галита и сильвина, преимущественно красного цвета.

При замещении карналлитовой породы сильвинитом потери брома были незначительны. Бромхлорные коэффициенты у каинитосодержащего сильвинита почти те же, что у карналлитовой породы, у каинито-лангбейнитовых сильвинитов они находятся в поле нормальных сильвинитов и только у полигалитосодержащих сильвинитов располагаются вдоль нижней границы сильвинитового поля и за его пределами [22]. В каменной соли зоны разубоживания образуются левеит, местами леонит, наблюдается полигалитизация ангидрита.

В вышележащем пласте калийных солей кунгурской формации Прикаспия галито-карналлитовая порода замещается сильвинитами, в которых последовательно представлены каинит, а затем полигалит. Сильвиниты брекчированы, и на участках интенсивного дробления отмечается вынос солей, уменьшение содержания брома в породах и увеличение количеств полигалита, глазерита и сингенита [22].

В пермской калиеносной формации Днепровско-Донецкой впадины в горизонте карналлитовой породы на некоторых участках отмечается (по данным бурения) присутствие кизерита, каинита и лангбейнита, что является косвенным указанием на потенциальное наличие здесь зон замещения в пластах калийных солей.

Наконец, в верхнеюрской калиеносной формации Средней Азии (в Карлюкском и Гаурдакском месторождениях) калиеносные горизонты сложены как карналлитовой породой, так и сильвинитами. На Гаурдаке в нижнем горизонте с севера на юг прослеживается тенденция смены карналлитовой породы карналлит-сильвинитами, затем сильвинитами и на крайней юге — каменной солью [3]. На юго-востоке Карлюка и в Окузбулаке карналлитосодержащие породы также сменяются сильвинитами. На Карлюкском месторождении в сильвинитовой части разреза среднего горизонта представлен пласт синего сильвинита.

Закономерную смену в Среднеазиатском регионе карналлитосодержащих пород сильвинитами, а на крайнем юге — и каменной солью, исследователи склонны рассматривать как фациальное седиментационное явление. Однако здесь отмечались также заметная перекристаллизация и следы частичного растворения сильвинитов и каменной соли, замещения сильвинитов галитом и карбонатами, более поздние новообразования ксеноморфных кристаллов сильвина. Кроме того, обнаружено замещение зерен карналлита сильвинитом и галитом с сохранением их первичной конфигурации. Зерна сильвина, как и карналлитовые, окрашены пелитоморфным гематитом, порой с концентрически-зональным распределением микровключений. С уменьшением в пластах содержания карналлита их мощности сокращаются. Это позволяет предполагать наличие здесь явлений замещения кар-

наллитовой породы сильвинитом и разубоживания последнего до каменной соли. Об этом свидетельствует и то обстоятельство, что в данном регионе главным носителем рубидия являются богатые сильвиниты, ибо обычно это характерно для карналлитовых пород [19]. Этому благоприятствуют также интенсивная дизъюнктивная тектоника и блоковое строение калиеносного Гаурдак-Кутитангского региона.

Зоны замещения и разубоживания залежей калийных солей потенциально могут быть встречены в каждой калиеносной формации. Породы этих зон обычно несут на себе следы воздействия менее минерализованных рассолов. Далеко не всегда можно однозначно установить природу этих рассолов и время проявления процессов замещения и разубоживания. Имеются факты, свидетельствующие о преобразовании этих залежей как в период раннего диагенеза (до литификации осадков), так и в постдиагенетический (воздымающимися снизу рассолами). Тектоника прямо или косвенно определяет размещение зон замещения и разубоживания. Для каждого подтипа калиеносных формаций характерна определенная последовательность изменения минерального состава пород указанных выше зон. В зоне гипергенеза при избирательном выщелачивании образуются не только остаточные гипсово-глинистые "шляпы", но и специфические зоны замещения калийных солей.

Литература

1. Борисенков В.И. Некоторые данные по минералогии и петрографии пород зон разубоживания калийного пласта Гессен серии Верра (ГДР) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1968. № 3. С. 114–119.
2. Вахрамеева В.А. Линзовидные включения каменной соли в сильвинитовых пластах А и Б Верхнекамского месторождения как явления локального диагенеза // Тр. ВНИИГалургии. 1964. Вып. 45. С. 156–165.
3. Герасимова В.В., Седлецкий В.И. Калийные соли юга Средней Азии. Ростов-н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1969. 79 с.
4. Денер Х., Элерт К.Х. Региональные различия в формировании калийного пласта Стассфурт и их генетическое объяснение // Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977. С. 253–263.
5. Дубинина В.Н., Яржемский Я.Я. К вопросу о фациальных переходах в соляной толще Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1953. Т. 90. № 6. С. 1131–1134.
6. Замараев С.М., Гелетий Н.К., Малых А.В. О температурном воздействии траптов на калийные соли Непского калиеносного бассейна Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1985. № 4. С. 42–48.
7. Иванов А.А. К вопросу о генезисе сильвинита Верхнекамского месторождения калийных солей // Зап. ВМО. 1932. Ч. 61. № 2. С. 349–356.
8. Иванов А.А. Месторождение калийных солей Масли в Эфиопии // Сов. геология. 1970. № 7. С. 118–123.
9. Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1975. Т. 232. 219 с.
10. Кислик В.З. Зоны замещения сильвинитов каменной солью на 2-м калийном горизонте Старобинского месторождения и условия их образования: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Минск: ИОНХ АН БССР, 1966. 35 с.
11. Кислик В.З., Луцинович Ю.И. О постседиментационных изменениях горизонтов калийных солей // Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969. С. 140–154.
12. Корневский С.М. Геологические структуры полей калийных залежей Калуш-Голынского месторождения // Тр. ВНИИГалургии. 1956. Вып. 32. С. 215–256.
13. Корневский С.М. Геологические условия формирования залежей сульфата натрия в Предкарпатье // Тр. ВНИИГалургии. 1959. Вып. 35. С. 84–91.
14. Корневский С.М., Поборский Ю.В. Цехштейновая галогенная формация в побочном Гданьско-Калининградском бассейне и ее калиеносность // Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 161–171.
15. Корневский С.М., Протопопов А.Л., Шаповалов А.А. Залежи каинитовой породы в цехштейне Прибалтики // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 1. С. 71–80.
16. Майер Р. Петрографическая дифференциация в калийном пласте Стассфурт немецкого цехштейна и ее причина // Вестн. МГУ. 1969. № 4. С. 71–75.
17. Морачевский Ю.В. Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений // Тр. ВНИИГалургии. 1939. Вып. 17. 87 с.

18. Морозов Л.Н. К вопросу о происхождении зон замещения в калийных пластах Верхнекамского месторождения // Геология и полезные ископаемые Урала. Ч. 2. Свердловск: Урал. ФАН СССР. 1969. С. 116–117.
19. Осачкина Р.Г. Рубидий и цезий в соляных отложениях верхнеюрской галогенной формации (юг Средней Азии) как показатель условий их образования // Геохимия. 1978. № 6. С. 921–925.
20. Петров Е.В., Протопопов А.Л. К вопросу о постседиментационных преобразованиях калиеносных пород в зонах тектонических нарушений Старобинского месторождения // Тр. ВНИИГалургии. 1979. С. 31–36.
21. Третьяков Ю.А. Строение и распространение зон разубоживания на Верхнекамском калийном месторождении: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1975. 25 с.
22. Халтурина И.И., Боцаров В.М. К вопросу петрографической зональности залежей калийных солей // Геология, минералогия и закономерности размещения неметаллических полезных ископаемых в Казахстане. Алма-Ата: КазИМС, 1979. С. 63–78.
23. Ходьков А.Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском (калийном) месторождении // Тр. ВНИИГалургии. 1956. Вып. 32. С. 314–338.
24. Ходьков А.Е. Роль процессов подземного выщелачивания в геологии Старобинского месторождения // Тр. ВНИИГалургии. 1964. Вып. 46. С. 26–46.
25. Adams J.E. Stratigraphic-tectonic development of Delaware basin // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1965. V. 49. N 11. P. 2140–2148.
26. Bessert F. Geologisch-petrografische Untersuchungen der Kalilager des Werragebietes: Dissertation. Archiv für Lagerstättenforschung. H. 57. Berlin. 1933. 46 S.
27. Döhner C. Beitrag zur Klassifizierung der Vertaubungen im Stassfurtflöz des Südharz. Bergakademie. H. 1. Leipzig. 1969. S. 8–10.
28. Dunbar J.C. Geologic studies in a New Mexico potash mine // Econ. Geol. 1951. XII. V. 46. N 8. P. 909–923.
29. Gottesmann W. Zur Frage synsedimentärer Hartsalzbildung im Kaliflöz Stassfurt // Geologie. H. 4. Berlin. 1965. S. 420–434.
30. Haase G. Die Bedeutung neuer geologischer Erkenntnisse für die Einschätzung der Entwicklungsperspektive des Kalibergbaues im thüringischen Werragebiet // Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A Geol. und Paläontol. 1966. B. 11. 1966. S. 425–437.
31. Hite R.J., Japakasetr T. Potash deposits of the Khorat Playeau, Thailand and Laos // Econ. Geol. 1979. V. 77. N 5. P. 448–458.
32. Holter M.E. The middle devonian prairie evaporite of Saskatchewan // Sask. Dept. Min. Res. Rep. 1969. N 23. 134 p.
33. Holter M. Geology of the prairie evaporite formation of Saskatchewan, Canada // Geology of Saline Deposits. Proc. Hannover Symp. 15–21 maj 1968. Unesco. Paris. 1972. P. 183–189.
34. Holwerda J.G., Hutchinson R.W. Potash-bearing evaporites in the Danakil Area, Ethiopia // Econ. Geol. 1968. V. 63. N 2. P. 124–150.
35. Japakasetr T., Workman D.R. Evaporite deposits of Northeast Thailand. Energy Resources of the Pacific Region. Tulsa. 1981. P. 179–187.
36. Jones C.L. Permian basin potash Deposits, south-western United States. Geol. of Saline Deposits: Proc. Hannover Symp. 1968 (Earth Sci. 7). Unesco. Paris. 1972. P. 191–201.
37. Jones C.L., Madsen B.M. Evaporite geology of fifth ore zone Carlsbad district Southeastern New Mexico // Bull. Geol. Surv. 1968. N 1252-B. P. B1–B21.
38. Keys D.A., Wright J.Y. Geology of the J.M.C. potash deposits Esterhazy, Saskatchewan: Second Symp. on Salt. V. 1. Cleveland. Ohio, 1966. P. 95–101.
39. Linn K.O., Adams S.S. Barres halite zones in potash deposits Carlsbad. New Mexico: Second symp. on Salt. V. 1. Cleveland. Ohio, 1966. P. 59–69.
40. Löffler J. Zur Problematik der Hartsalzentstehung // Ber. Geol. Ges. DDR. 1962. B. 6. H. 2/3. S. 228–245.
41. Mac Intosh R.A., Wardlaw N.C. Barren halite bodies in the sylvinitic mining zone at Esterhazy, Saskatchewan // Canad. J. Earth. Sci. 1968. V. 5. P. 1221–1238.
42. Meier A.A. Die Rubidiumverteilung im Hartsalz // Carnallitit-Übergängen des Kaliflözes Stassfurt in der Deutschen Demokratischen Republik // Z. angew. Geol. 1971. B. 17. H. 11. S. 449–453.
43. Radzinski A.A. Beziehungen zwischen Vertaubungen des Kalisalzflöz Ronnenberg und Anhydritklippen // Z. angew. Geol. 1982. B. 28. H. 10. P. 501–507.
44. Rüter P.A.C. de. The Gabon and Congo Basins Salt Deposits // Econ. Geol. 1979. V. 74. N 2. P. 419–431.
45. Schneider H.E. Erscheinungen der Hydrometamorphose im Oberen Kalilager der Schachtanlagen Springen // Z. angew. Geol. 1962. B. 8. H. 10. S. 524–529.
46. Schwandt A. Zur Fazies differenzierung im Werra Kalirevier // Ber. Geol. Ges. DDR. 1962. B. 6. H. 2/3. S. 288–295.
47. Stolle E. Zur Faziesdifferenzierung im Südhaz-Kalirevier // Res. Geol. Ges. DDR. 1962. B. 6. H. 2/3. S. 266–287.

48. *Storck U.* Das Kalilager in den Grubenfeldern "Bernburger Kaliwerke" und "Grona" und seine Bezilchungen zu den übrigen Ablagerungsgebieten der Stassfurt Region // Arch. Lagerstättenforschung. 1937. H. 65. 52 s.
49. *Storck U.* Die Entstehung der Vertaubungen und des Hartsalzes im Flöz Stassfurt in Zusammenhang mit regelmässigen Begleiterscheinung of dem Kaliwerk Königshall Hindenburg // Kali und Steinsalz. 1954. H. 6. S. 21–31.
50. *Szatmari P., Carvalho R.S., Simoes J.* A Comparison of evaporite facies in the Late Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic Salt Basins // Econ. Geol. 1979. V. 74. N 2. P. 432–447.
51. *Wardlaw N.V.* Carnallite-sylvite relationships in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan // Bull. Geol. Soc. America. 1968. V. 79. N 10. P. 1273–1294.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Ленинград

Поступила в редакцию
22.II.1988

УДК 550.1:553.493.6

ПОВЕДЕНИЕ СКАНДИЯ В ПЛАСТОВО-ИНФИЛЬТРАЦИОННОМ РУДООБРАЗУЮЩЕМ ПРОЦЕССЕ

Шмаринович Е.М., Полупанова Л.И., Натальченко Б.И., Бровин К.Г.

Установлено, что скандий (а также, возможно, некоторые элементы группы лантаноидов) образует эпигенетические рудонакопления при пластово-инфильтрационном процессе, извлекаясь из вмещающих пиритовых пород на переднем фронте зон пластового окисления и переосаждаясь при удалении от этого фронта на нейтрализационном (щелочном) геохимическом барьере. Экспериментально оценены константы нестойкости комплексов $\text{Sc}(\text{OH})_4^+$ и $\text{Sc}(\text{CO}_3)_2^+$ и охарактеризованы физико-химические условия поведения Sc в экзогенных природных средах.

Экзогенные пластово-инфильтрационные месторождения (связанные с зонами пластового окисления) по мере совершенствования аналитических методов все более вырисовываются как комплексные. Руды этих месторождений, помимо урана, нередко содержат в значительных количествах селен, рений, молибден, ванадий [2, 3, 7, 13–15, 17 и др.], причем молибденовое и ванадиевое оруденение в отдельных случаях превосходит по масштабам урановое. В настоящей статье описан ценный компонент — с к а н д и й, образующий в ряде случаев эпигенетические накопления в урановорудной ролловой зоне и присутствующий (в количестве долей миллиграммов на литр) в промышленных растворах при добыче урана способом подземного выщелачивания (ПВ) по сернокислотной и бикарбонатной схемам.

Скандий в рудах и рудовмещающих породах определяли методом инструментального нейтронно-активационного анализа [6, 10], обладающего чувствительностью для силикатных пород 0,1–0,3 г/т.

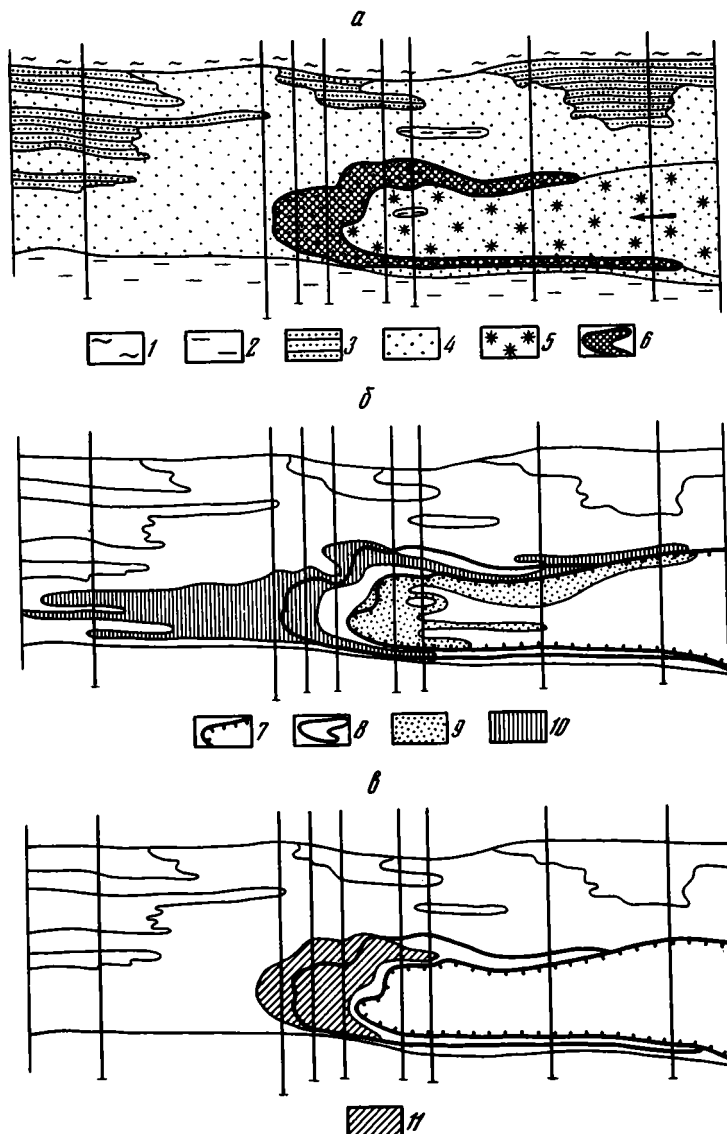
На наиболее изученном в отношении скандиенности инфильтрационном урановом месторождении в дельтовых отложениях нижнего сенона (верхний мел) рудовмещающие породы представлены сероцветными рыхлыми средне- и мелкозернистыми песками полевошпат-кварцевого состава, содержащими обломочные зерна хлорита, биотита, мусковита, маломощные линзовидные прослои и катуны глин. В зоне неокисленных пород присутствуют выделения диа- и эпигенетического пирита в количестве 0,5–2,5%, редкие зерна глауконита, углистые и фосфатные костные остатки. В составе тяжелой фракции встречаются ильменит, рутил, циркон. Пески слабо карбонатны — содержание CO_2 в них варьирует в пределах менее 0,1–2,0%. В зоне пластового окисления развиты красно-розовые и буровато-желтые гидроксиды железа.

Урановое оруденение ассоциируется с селеновым, рениевым и ванадиевым, которые создают систему вложенных друг в друга рудных роллов (фиг. 1).

Скандий в неизмененных сероцветах находится в количестве 2–5 г/т, причем его содержание закономерно возрастает при увеличении доли алевритово-глинистых частиц.

Распределение скандия в профиле пластовой окислительной рудоконтролирующей эпигенетической зональности приведено в табл. 1.

Как следует из данных, приведенных в табл. 1 и фиг. 1, накопления скандия образуют на рассматриваемом месторождении эпигенетическую зону, которая



Фиг. 1. Положение урановых (а), селеновых и рениевых (б), скандиевых (в) руд в профиле пластовой эпигенетической зональности на месторождении в дельтовых отложениях нижнего сенона

1 – глины; 2 – алевролиты; 3 – карбонатные песчаники; 4 – пески; 5 – зона пластового окисления; 6 – урановое оруденение; 7 – граница зоны пластового окисления; 8 – контур уранового оруденения; 9 – 11 – оруденение; 9 – селеновое, 10 – рениевое, 11 – скандиевое. Стрелкой показано направление движения пластовых вод

вписывается в "мешковую" часть урановорудного ролла с некоторым смещением в сторону подзоны рениевого оруденения и неокисленных безрудных пород. Пески здесь обогащены скандием по сравнению с исходными разностями в среднем в 1,6 раза при сопутствующем обеднении пластово-окисленных пород примерно на 30%.

Из-за низких концентраций в рудах минеральная форма пластово-инфильтрационных накоплений скандия пока не установлена; предположительно это гид-

Распределение скандия в профиле рудоконтролирующей эпигенетической зональности

Эпигенетические зоны	Число проб	Содержание Sc, г/т (в числителе — предельные значения, в знаменателе — средние)
Пластового окисления	51	$\frac{1 - 5}{2,7}$
Оруденения:		
селенового	121	$\frac{1 - 20}{3,7}$
уранового	80	$\frac{3 - 25}{6,2}$
рубиниевого	153	$\frac{2 - 20}{5,7}$
Неокисленных безрудных пород	37	$\frac{2 - 7}{3,8}$

роксид $\text{Sc}(\text{OH})_3$. Наиболее высокие (60–110 г/т) содержания скандия в рудной зоне приурочены к зернам глауконита, выделениям глинистых минералов гидрослюдистого и монтмориллонитового состава, фосфатным остаткам. Скандий концентрируется в тяжелой фракции песков.

Известно, что оксид скандия растворяется в кислотах, особенно хорошо в концентрированных и при нагревании [4], образуя ионы Sc^{3+} и ScOH^{2+} . При нейтрализации кислых растворов легко может быть получен аморфный или кристаллический (при нагревании до 160°C) гидроксид скандия, в интервале температур $250\text{--}255^\circ\text{C}$ переходящий в Sc_2O_3 . Осаждение $\text{Sc}(\text{OH})_3$ в результате действия раствора аммиака или едких щелочей начинается, как отмечает Л.Н. Комиссарова [4], при pH 4,8–4,9 и достигает оптимального значения при pH 8,5. Дальнейшее увеличение щелочности приводит к заметному растворению $\text{Sc}(\text{OH})_3$, предположительно вследствие образования скандиат-иона [1]. При высоких концентрациях соответствующих аддендов скандий образует в кислой среде хлоридные, фторидные и сульфатные комплексы, а в близонейтральной-умеренно щелочной среде — карбонатные и гидроксидкарбонатные. Почти все эти соединения изучены слабо.

В настоящее время в справочной литературе [8] термодинамические величины (и, в частности, значения стандартной свободной энергии Гиббса) известны только для двух твердых фаз — Sc_2O_3 и $\text{Sc}(\text{OH})_3$, иона Sc^{3+} и моногидроксидного комплекса ScOH^{2+} , а также для четырех фторидных комплексов ряда ScF^{2+} — ScF_4^- . Использование этих значений позволяет количественно охарактеризовать поведение скандия в стандартных условиях в кислых средах (без учета влияния хлор- и сульфат-иона). Вместе с тем для близонейтральных и относительно щелочных сред, в том числе карбонатных, которые отвечают исходным инфильтрационным рудоформирующим системам, отсутствуют соответствующие аналитические данные для проведения необходимых термодинамических расчетов по скандию.

С целью восполнения этого пробела нами была экспериментально изучена рас-

Результаты изучения растворимости Sc_2O_3 в щелочных бескарбонатных средах

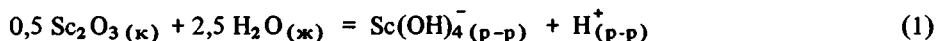
Номер опыта	pH	Ионная сила, μ	$-\lg c_{\text{Sc}}$	Коэффициент активности однозарядных ионов, $-\lg \gamma'$	$-\lg a_{\text{Sc}(\text{OH})_4^-}$	$-\lg K_{p1}$
1	14,0	1,0	4,65	0,24	4,89	18,89
2	13,0	0,1	5,66	0,12	5,78	18,87
3	12,5	0,05	6,25	0,09	6,36	18,86

творимость оксида скандия: а) в сильнощелочной области при отсутствии карбонатных компонентов; б) в умеренно щелочной карбонатной среде. Скандий в растворах определялся на плазмотроне Поливак Е-1000 (чувствительность 0,01 мг/л). Аликвотную часть (15–20 мл) упаривали на водяной бане, осторожно нейтрализовывали соляной кислотой и снова упаривали. Остаток растворяли в 0,7-молярной HCl , переносили в мерную колбу объемом 25 мл, доводили до метки той же кислотой и производили замер. Содержание скандия находили по калибровочному графику.

В первой серии опытов изучалась растворимость Sc_2O_3 в растворах едкого натра при трех значениях pH: 14; 13 и 12,5. Равновесие в системе достигалось на 20–25-е сутки. Результаты экспериментов приведены в табл. 2 и на фиг. 2, а.

Полученные точки замеров ложатся на прямую линию, тангенс угла наклона которой соответствует 45° (см. фиг. 2, а). Иными словами, увеличение значения pH среды на единицу приводит к возрастанию растворимости Sc_2O_3 на порядок.

Это может иметь место в том случае, если скандий в растворе представлен тетрагидроксидным комплексом $\text{Sc}(\text{OH})_4^-$, равновесие которого с твердой фазой Sc_2O_3 описывается уравнением реакции



и вытекающим из него уравнением функциональной зависимости

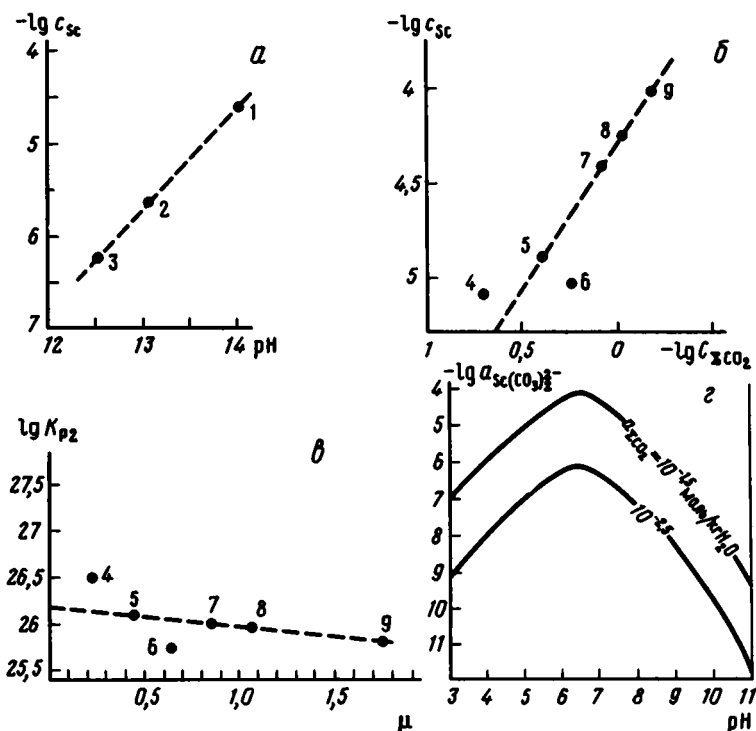
$$K_{p1} = \lg a_{\text{Sc}(\text{OH})_4^-} - \text{pH}, \quad (1 \text{ а})$$

где K_{p1} — константа реакции (1); a — активность.

Используя экспериментальные данные и уравнение Дебая — Хюккеля [8], в котором величина $\hat{a}$ для однозарядного иона $\text{Sc}(\text{OH})_4^-$ принимается равной 3,5, нетрудно оценить константу равновесия реакции (1); по данным трех определений она составляет $10^{-18,85}$.

Соответственно величина $\Delta G_{298,15}^0 \text{Sc}(\text{OH})_4^- = -333,56$ ккал/моль и $K_{\text{нест}} \text{Sc}(\text{OH})_4^- = 10^{-28,9}$ (где $K_{\text{нест}}$ — константа нестойкости комплексного соединения).

Как следует из полученных данных, концентрация в щелочном растворе скандия, связанного в комплекс $\text{Sc}(\text{OH})_4^-$, в равновесии с твердой фазой Sc_2O_3 при pH 14 составляет 10^{-3} г/л, при pH 13 10^{-4} г/л, при pH 12 10^{-5} г/л ... при pH 9 10^{-8} г/л. Таким образом, в диапазоне щелочно-кислотных условий, отвечающих обычным природным подземным водам (pH 6,6–8,5), роль этого



Фиг. 2. Результаты экспериментального изучения растворимости Sc_2O_3 в стандартных условиях

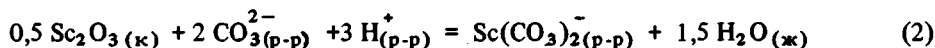
a – зависимость концентрации Sc от pH в щелочных растворах; *б* – то же от ΣCO_2 в карбонатных растворах (при pH 9,4); *в* – зависимость концентрационных констант равновесия реакции (2) от ионной силы раствора μ ; *г* – расчетная зависимость активности $Sc(CO_3)_2^-$ (в равновесии со Sc_2O_3) от pH при разных значениях $a_{\Sigma CO_2}$. Цифры на графиках – номера опытов (1–3 – первой серии, 4–9 – второй)

комплекса оказывается ничтожной, и при оценке условий миграции скандия в сфере гипергенеза им можно пренебречь.

Во второй серии опытов изучалась зависимость растворимости оксида скандия от концентрации ΣCO_2 (в диапазоне 0,2–1,5 моль/кг H_2O) при стабильном конечном значении pH 9,4. Растворитель был представлен раствором карбоната аммония. Время установления равновесия в системе примерно составило 9 мес.

Данные полученных замеров приведены в табл. 3 и на фиг. 2, б. Как видно на диаграмме, совокупность полученных точек в целом укладывается в прямую линию, где десятикратное увеличение величины ΣCO_2 сопровождается возрастанием концентрации скандия в растворе примерно на два порядка. Это указывает на то, что в составе искомого комплексного соединения на один атом скандия приходится две карбонатные молекулы; очевидно, мы имеем дело с бикарбонатным комплексом $Sc(CO_3)_2^-$, на существование которого указывалось в ряде работ [4, 16 и др.].

Равновесию указанного соединения с оксидом скандия соответствует уравнение реакции



Результаты изучения растворимости Sc_2O_3 в растворах $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ при стабильном значении pH, равном 9,4

Номер опыта	$c_{\Sigma \text{CO}_2}$, моль/кг H_2O	$-\lg c_{\text{Sc}}$	Ионная сила, μ	$-\lg c_{\text{CO}_3^{2-}}$	$\lg K_{p2}^c$
4	0,2	5,08	0,21	1,68	26,48
5	0,4	4,87	0,42	1,38	26,09
6	0,6	5,04	0,64	1,20	25,68
7	0,8	4,39	0,85	1,08	25,97
8	1,0	4,21	1,06	0,98	25,95
9	1,5	4,03	1,76	0,80	25,77

и вытекающее из него уравнение

$$\lg K_{p2}^c = \lg c_{\text{Sc}(\text{CO}_3)_2} - 2 \lg c_{\text{CO}_3^{2-}} + 3 \text{pH}, \quad (2a)$$

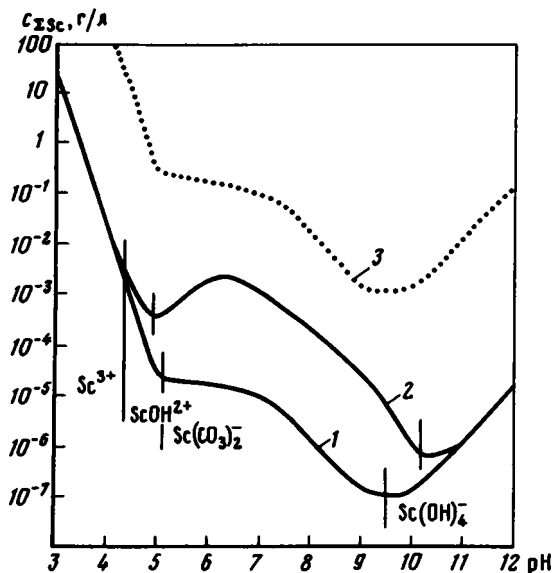
где K_{p2}^c — концентрационная константа реакции (2); c — концентрация.

В табл. 3 представлены также данные расчета концентрационных констант равновесия реакции (2) для шести выполненных опытов, а на фиг. 2, в — диаграмма зависимости этих констант от величины ионной силы раствора. Мы видим, что четыре из шести полученных характеристик, как и на диаграмме 2, б, укладываются в прямую линию; существенные отклонения имеют точки 4 и 6, расположенные почти симметрично относительно этой линии. Поэтому считаем возможным принять полученные усредненные данные в качестве допустимых для оценки термодинамической константы равновесия реакции (2). Эта константа, определенная путем экстраполяции результатов опытов 5, 7, 8 и 9 на нулевое значение ионной силы, составила $10^{26,2}$. Отсюда $\Delta G_{p2}^0 - 35,7$ ккал/моль, $\Delta G_{298,15}^0 \text{Sc}(\text{CO}_3)_2 = -420,5$ ккал/моль и $K_{\text{нест}} \text{Sc}(\text{CO}_3)_2 = 10^{-17,8}$.

На фиг. 2, г приведена диаграмма зависимости активности скандия, связанного в комплекс $\text{Sc}(\text{CO}_3)_2^-$ и находящегося в равновесии со Sc_2O_3 , от pH при двух фиксированных значениях $a_{\Sigma \text{CO}_2}$: $10^{-2,5}$ (характерном для инфильтрационных гидрогеохимических систем) и $10^{-1,5}$ моль/кг H_2O (свойственном технологическим растворам при отработке инфильтрационных месторождений способом подземного выщелачивания по бикарбонатной схеме). Как видно, пик растворимости оксида скандия в карбонатных средах приходится на интервал pH 5,0–7,5 (максимум — при pH 6,3); следовательно, для миграции скандия в этом случае предпочтительны близонейтральные и очень слабокислые среды.

Зависимость растворимости оксида скандия от pH с учетом всей совокупности известных и термодинамически оцененных форм существования данного элемента в растворе: иона Sc^{3+} , гидроксидных комплексов ScOH^{2+} , $\text{Sc}(\text{OH})_4^-$ и бикарбонатного $\text{Sc}(\text{CO}_3)_2^-$ отражена на фиг. 3.

Из диаграммы следует, что оксид Sc имеет очень высокую растворимость в сильноокислой области, составляющую при pH 4 10^{-2} г/л, а при pH 3 — уже более 10 г/л. В менее кислых средах (при pH 5–7) растворимость рассматриваемого соединения определяется степенью карбонатности гидрохимической среды и при значениях $a_{\Sigma \text{CO}_2}$, свойственных природным инфильтрационным водным систе-



Фиг. 3. Расчетная зависимость концентраций Sc от pH раствора (при 25° С, без учета ионной силы)
 1–2 – в равновесии со Sc_2O_3 при $a_{\Sigma\text{CO}_2}$ соответственно равной $10^{-2,5}$ и $10^{-1,5}$ моль/кг H_2O ; 3 – в равновесии со $\text{Sc}(\text{OH})_3$, при $a_{\Sigma\text{CO}_2} = 10^{-2,5}$ моль/кг

мам ($10^{-2,5}$ моль/кг H_2O), находится на уровне 10^{-5} г/л, отвечающем порогу чувствительности применявшегося аналитического метода. Далее, при подщелачивании концентрации скандия в растворе, равновесная со Sc_2O_3 , последовательно снижается, составляя при pH 8 10^{-6} г/л, при pH 9–10 10^{-7} г/л; увеличение растворимости Sc_2O_3 , обусловленное образованием иона $\text{Sc}(\text{OH})_4^-$ отмечается лишь в сильнощелочной обстановке, начиная с pH 10.

Таким образом, в обычных пластовых водах, характеризующихся близейтральной и умеренно щелочной средой, концентрации скандия не могут превышать 10^{-6} г/л, т.е. находятся за пределом чувствительности разработанных ныне аналитических методов; по-видимому, обычно они составляют 10^{-7} – 10^{-8} г/л (в океанической воде содержание Sc составляет $4 \cdot 10^{-8}$ г/л [5, 12]). Существенное повышение карбонатности растворов в интервале pH 5–8 приводит к подъему кривой растворимости, достигающей долей миллиграмма и нескольких миллиграммов на литр. Это определяет возможность использования для извлечения скандия из недр способом подземного выщелачивания не только кислотной, но и бикарбонатной схемы, хотя первая из них, очевидно, должна быть более эффективной. Выход скандия в раствор значительно повысится, если его минеральная фаза будет представлена гидроксидной формой $\text{Sc}(\text{OH})_3$, растворимость которой в любых средах, как показывают расчеты, на четыре порядка выше, чем безводного Sc_2O_3 (см. фиг. 3).

Совокупность изложенных данных свидетельствует о том, что в обычных инфльтрационных кислородных пластовых водах, характеризующихся исходной умеренно щелочной реакцией среды (pH 7–8) с невысокими концентрациями ΣCO_2 (10^{-3} – 10^{-2} моль/кг H_2O) и являющихся ответственными за формирование эпигенетического уранового, селенового, ренийового, молибденового и иногда ванадиевого оруденений, скандий в ощутимых количествах транспортироваться не может из-за низкой растворимости в данных условиях его оксида. Каким же

образом в таком случае формируются его экзогенные накопления в рудной эпигенетической зоне? Очевидно, что ответ на этот вопрос может быть дан на основе анализа изменения кислотности гидрогеохимической среды в профиле пластовой рудоконтролирующей зональности.

Как было показано в работах [13, 14], на переднем фронте эпигенетических зон окисления, если последние развиваются по породам, богатым сульфидной серой (главным образом пиритом) и бедным нейтрализаторами (щелочи и щелочные земли), происходит резкое падение величины рН среды, которая, как подтвердили опыты с окисляющимися углеродистыми кварцитами и филлитами [11], может снижаться до 4,0–3,0. Естественно, что скандий при этом может активно выщелачиваться из окисляющихся пород, обогащая пластовые воды до 10^{-4} г/л и более. За выклиниванием зон пластового окисления, в зоне сероцветных пород, где осуществляется нейтрализация подкислившихся водных растворов, вследствие их взаимодействия с минералами, содержащими щелочи и щелочные земли (карбонаты, глинистые минералы гидрослюдистого и монтмориллонитового состава, слюды, полевые шпаты), будет осуществляться гидролиз растворенного скандия и его осаждение в форме $\text{Sc}(\text{OH})_3$. Этот процесс легко воспроизводим в лабораторных условиях.

Область эпигенетического переосаждения скандия (область повышения рН подкислившихся пластовых вод) должна в целом пространственно совпадать с зоной уранового рудонакопления (зона контрастного снижения Eh среды), хотя вероятно, что в высокопиритовых породах, относительно богатых нейтрализаторами, она будет тяготеть к тыловой части урановорудного ролла, а в породах, очень бедных нейтрализаторами, — располагаться в передовой части последнего или вовсе за его пределами.

Из сказанного вытекает два важных следствия.

Первое из них состоит в том, что в ходе пластово-инфильтрационного процесса, протекающего в пиритовых литологических средах, скандий, первоначально находившийся в песчаных породах, вероятно, в виде труднорастворимых соединений, переходит в экзогенно-переотложенную легко растворимую минеральную форму (растворимость $\text{Sc}(\text{OH})_3$ в стандартных условиях на четыре порядка выше, чем Sc_2O_3). По-видимому, именно это обстоятельство определяет интенсивный выход скандия из руд в технологический раствор при использовании способа ПВ, несмотря на то что его содержания в рудах незначительно выше кларка.

Второе следствие заключается в том, что эффект резкого снижения рН гидрогеохимической среды на фронте продвижения зон пластового окисления вполне может аналогично обеспечить перевод в водный раствор и осаждение при последующей нейтрализации комплекса других элементов III группы Периодической системы Менделеева, активно мигрирующих в кислой среде. К ним, в частности, относятся вероятно, некоторые лантаноиды, характеризующиеся в кислой области кривыми растворимости, близкими к рассчитанной для скандия. Присутствие ряда из этих элементов уже установлено в технологических растворах при ПВ (в концентрациях, составляющих десятки доли миллиграмма на литр и целые миллиграммы на литр) на рассмотренном месторождении в пиритовых дельтовых песках нижнего сенона. Таким образом, пластово-инфильтрационные месторождения подобной разновидности могут оказаться объектами для добычи высокоэкономичным способом ПВ по кислотной схеме обширного комплекса элементов, в том числе ряда ценных и дефицитных металлов. При этом следует иметь в виду, что в условиях высокой (рН 3,5–1,0) кислотности рабочих растворов вполне возможно извлечение из руд не только легкоподвижной добавки инфильтрационно-переотложенного скандия и его геохимических аналогов, но и этих металлов, изначально находившихся в рудовмещающих песках в относительно труднорастворимой форме. Разделение этих двух типов концентраций извлекаемых полезных компонентов — задача будущих исследований.

Из изложенного ясно, что поисковым критерием скандиевых (и, вероятно, сопутствующих им редкоземельных) пластово-инфильтрационных руд являются области выклинивания зон пластового окисления, развивающихся в проницаемых песчаных породах, богатых сульфидной серой (главным образом пиритом) и относительно бедных нейтрализаторами.

Необходимо проведение систематического опробования таких участков и инфильтрационных урановых (а также молибденовых, ренийевых, ванадиевых) руд, залегающих в пиритоносных породах осадочного чехла, на скандий и его геохимические аналоги.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Установлено, что скандий может являться спутником урана в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе, в результате извлечения его пластовыми водами из вмещающих пиритоносных осадочных пород на фронте продвижения зон пластового окисления и осаждения в пределах примыкающей части зоны сероцветных неокисленных пород. В отличие от урана, селена, рения, молибдена, поставляемых кислородными пластовыми водами издалека и осаждаемых на восстановительном геохимическом барьере, перераспределение скандия в профиле пластовой эпигенетической зональности носит местный характер и обусловлено снижением величины pH пластовых вод в передовой части зоны окисления и последующей нейтрализацией этих вод ниже по потоку (осаждение на нейтрализационном или щелочном геохимическом барьере).

2. Экспериментально определены ориентировочные константы нестойкости тетрагидроксидного $\text{Sc}(\text{OH})_4^-$ и бикарбонатного $\text{Sc}(\text{CO}_3)_2^-$ комплексов скандия, составляющие соответственно $10^{-28,9}$ и $10^{-17,8}$. Эти данные в совокупности с термодинамическими константами, приведенными в справочной литературе для ионов Sc^{3+} , ScOH^{2+} , оксида Sc_2O_3 и гидроксида $\text{Sc}(\text{OH})_3$, позволяют вскрыть общую картину поведения скандия в экзогенных условиях, продемонстрировать возможность его интенсивной миграции в кислой среде (при $\text{pH} < 4$ в концентрациях более 10 мг/л) и весьма ограниченной — в близнеутральной карбонатной ($n \cdot 10^{-6}$ г/л и менее), обосновать возможности перераспределения этого металла при пластово-инфильтрационном процессе и извлечения его из недр при обработке ряда экзогенных эпигенетических месторождений способом подземного выщелачивания.

3. Известная степень сходства в физико-химическом поведении в водных растворах скандия и некоторых элементов группы лантаноидов позволяет предположить возможность накопления и этих металлов (при благоприятной литолого-геохимической обстановке) в легкоподвижной форме на границе зон пластового окисления пиритоносных пород.

4. Поисковым критерием инфильтрационных рудонакоплений скандия и его геохимических аналогов являются области выклинивания зон пластового окисления, развивающиеся в породах, богатых дисульфидами железа и относительно бедных нейтрализаторами.

Литература

1. Виккери Р.К. Гидроокись скандия и скандиат-ионы // Скандий. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 18–22.
2. Каширцева М.Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. М.: Недра, 1970. 153 с.
3. Каширцева М.Ф., Сидельникова В.Д. Распределение селена, урана, молибдена при инфильтрационном рудообразовании // Геология руд месторождений. 1973. № 3. С. 82–91.
4. Комиссарова Л.Н. Скандий и его соединения // Скандий. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 5–17.
5. Краткий справочник по геохимии / Под ред. Г.С. Войткевича. М.: Недра, 1970. 280 с.
6. Лобанов Е.М., Левушкин Ю.А., Власюга С.П. Инструментальный нейтронно-активационный анализ горных пород и породообразующих минералов с использованием германий-литиевых детекторов и ЭВМ // Атомная энергия. 1973. Т. 35. Вып. 4. С. 247–252.

7. Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недра, 1975. 248 с.
8. Максимова М.Ф., Шмариович Е.М., Рехарская В.М. Рений – сопутствующий компонент урановых инфильтрационных месторождений // Разведка и охрана недр. 1983. № 8. С. 12–16.
9. Наумов Г.Б., Ходаковский И.Л., Рыженко Б.Н. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
10. Нейтронно-активационное определение редкоземельных элементов, тория и скандия в горных породах, рудах и минералах // Инструкция НСАМ № 210-ЯФ. М.: ВИМС, 1984.
11. Пакульнис Г.В., Шмариович Е.М., Жильцова И.Г. и др. Минеральные ассоциации и физико-химические условия формирования слюдякового уранового оруденения в углеродистых сланцах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 89–102.
12. Ранкама К., Сакама Т. Геохимия скандия // Скандий. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 18–22.
13. Шмариович Е.М. О механизме пластово-инфильтрационного рудоотложения // Сов. геология. 1976. № 2. С. 80–89.
14. Шмариович Е.М., Голубев В.С. Поведение железа в процессе пластово-инфильтрационного уранового рудообразования // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 3. С. 85–95.
15. Шмариович Е.М., Тростянский Г.Д., Синицкий Л.А. и др. Поведение ванадия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе // Геология руд. месторождений. 1987. № 3. С. 71–81.
16. Щербина В.В. Особенности геохимии скандия и типы его месторождений // Геология месторождений редких элементов. 1960. Вып. 9. С. 22–25.
17. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования / Под ред. А.И. Перельмана. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.

Мингео СССР,
Москва

Поступила в редакцию
22.I.1988

УДК 549.1:553.983 (470.22)

**ГЮМБЕЛИТ. НОВЫЕ НАХОДКИ В ШУНГИТСОДЕРЖАЩИХ
ПОРОДАХ КАРЕЛИИ, ПРОБЛЕМЫ ДИАГНОСТИКИ И ГЕНЕЗИСА**

Фирсова С.О., Цишурский С.И.

Описаны новые проявления редко встречающейся диоктаэдрической слюды политипной модификации $2M_2$ — гюмбелита. Показано, что по рентгенограммам порошковых препаратов можно диагностировать диоктаэдрическую слюду $2M_2$ в присутствии других политипов. Установлено, что в определенных частях разреза во всех рассматриваемых горизонтальных прожилках присутствует смесь диоктаэдрических слюд $2M_1$ и $2M_2$. Выявлены взаимоотношения между этими политипами. Рассмотрены основные факторы, влияющие на образование гюмбелита.

В самых различных геологических обстановках встречаются диоктаэдрические слюды политипных модификаций $1M$ и $2M_1$. Минералогические наблюдения [9], а также экспериментальные данные [10] свидетельствуют о том, что при температуре более $300-350^\circ\text{C}$ существует преимущественно мусковит $2M_1$, в более низкотемпературных условиях — две модификации ($2M_1 + 1M$) или только мусковит $1M$. Значительно реже встречается диоктаэдрическая слюда $2M_2$. В 1966 г. впервые установлено, что слюдистый асбестовидный минерал, подобный описанному К.В. Гюмбелем в 1868 г. [21] и названный в его честь гюмбелитом, относится к диоктаэдрическим слюдам политипной модификации $2M_2$. Диагностика гюмбелита имеет свою историю. Долгое время он рассматривался в группе пирофиллита [21]. Рентгеновский метод для его изучения применил Е. Аруйя [18], показавший близость структур гюмбелита и гидромусковита. На основе сравнения порошкограмм диоктаэдрических слюд разных политипных модификаций Е.П. Соколова [14] сделала предположение о принадлежности гюмбелита к слюдам $2M_2$. Одновременно проведенное детальное комплексное исследование карельского гюмбелита [5] позволило уточнить его структуру и также отнести к политипной модификации $2M_2$.

За 100 лет с момента первой находки гюмбелит был описан лишь в нескольких регионах: в каменноугольных глинистых сланцах Франконского леса [19], граптолитовых каменноугольных сланцах на востоке Тюрингенского леса [21], угленосных толщах Донбасса и Кузбасса [2, 4, 17], углеродсодержащих отложениях юрского возраста на юге Дагестана, северо-восточного Азербайджана и Центрального Кавказа [8]. Наиболее известен в литературе гюмбелит из Карелии [5, 12, 13]. В парагенезисе с гюмбелитом встречены кварц, пирит, хлорит, диккит, каолинит; условия его образования отвечают антрацитово- (А) или полуантрацитово- (ПА) стадиям метаморфизма [2].

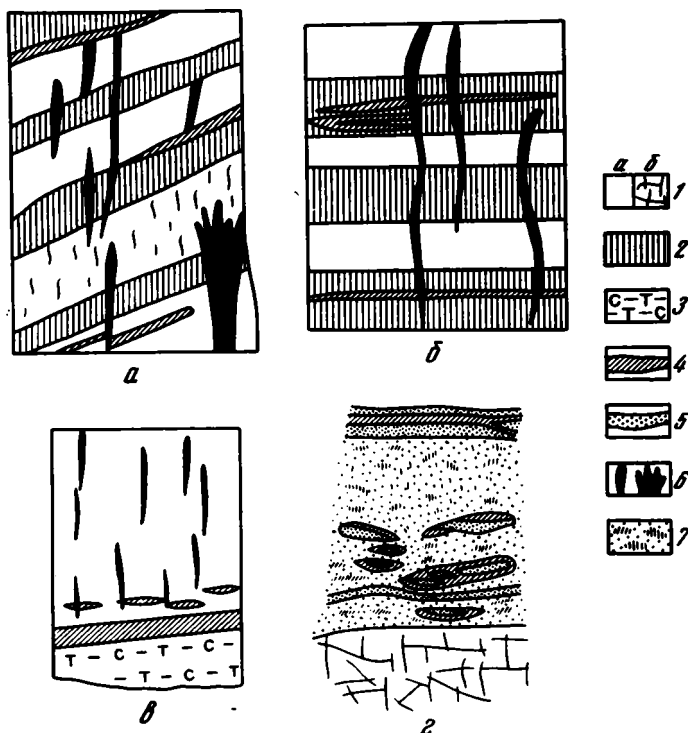
В свое время в работе [13] был поставлен вопрос о том, почему при общем широком распространении шунгитовых сланцев в Онежской мульде гюмбелитовые выделения локализованы лишь на одном небольшом участке в районе пос. Шуньга. В последние годы значительный объем буровых работ, проведенных на территории Онежской мульды, позволил подойти более детально к решению ряда вопросов, связанных как с генезисом шунгитовых пород, так и с их минеральными особенностями. В материалах первичной документации скважин Зажогинского месторождения шунгитов старшим геологом Кондопожской партии С.В. Купряковым отмечался гюмбелит, однако лабораторных

определений минерала не проводилось. В процессе работы по изучению минерального состава шунгитсодержащих пород Зажогинского месторождения нами была собрана коллекция слюдястых минералов. Авторами были поставлены следующие задачи: 1) диагностика гюмбелита дифракционными методами; 2) проведение методических исследований с целью уточнения возможности и надежности определения собственно гюмбелита и его смесей с диоктаэдрическими слюдами других политипных модификаций; 3) выявление факторов, влияющих на образование гюмбелита.

Среди нижнепротерозойских образований Карелии значительно распространены углеродсодержащие породы [3]. В Заонежском районе (Южная Карелия) высокоуглеродистые породы входят в состав заонежской свиты, где они переслаиваются в разрезе с доломитами, алевролитами, глинистыми сланцами, туфами, туффитами, диабазами. В северо-восточной части Заонежского полуострова расположено Зажогинское месторождение шунгитов, приуроченное к верхней подсвите заонежской свиты. В Максовской залежи, находящейся в центральной части месторождения, сосредоточены основные запасы шунгитовых пород с содержанием $C_{орг}$ более 20%. В кровле залежи переслаиваются туфы различного состава, подстилающие породы — карбонатные туфы. Мощности шунгитовых пород относительно выдержана по площади, лишь в ядрах антиклиналей горизонты образуют раздувы. Протяженность залежи 700 м, ширина 500, мощность 120 м. Своеобразен химический состав шунгитовых пород. В них резко преобладают два компонента: SiO_2 и $C_{орг}$. В сумме они составляют до 85%, на долю Al_2O_3 приходится до 5,5%, содержание каждого из окислов: Na_2O , K_2O , CaO , MgO , FeO , не превышает, как правило, 1,5–2,5%. Дифрактометрическими исследованиями в шунгитовых породах определены кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит, хлорит, апатит; в отраженном свете диагностируются пирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, рутил. По текстурным особенностям шунгитовые породы делятся на три разновидности; слоистые, в незначительном количестве распространенные на флангах залежи, массивные и брекчированные. На месторождении выделено девять горизонтов шунгитовых пород, различающихся по мощности, среднему содержанию углерода, текстурным особенностям; они изолированы друг от друга прослоями туфов, известковистых пород и сланцев. Гюмбелит встречен в шестом горизонте среди брекчированных разновидностей и в девятом, строение которого можно проиллюстрировать на примере скв. 225 и 271.

В верхней части разреза скв. 225 проходит почти 30-метровая пачка переслаивания шунгитовых пород различного состава: шунгитов II, III, IV и доломитов с прослоями лидитов, мощность последних не превышает 0,5 м. Ниже по разрезу безуглеродистые известковистые туффиты сменяются пачкой переслаивания шунгитсодержащих карбонатных пород. В интервале 63–73 м находится пластовое согласное тело метадиабазов. Аналогичен разрез скв. 271. Сверху вниз прослеживаются: алевролиты — 20 м, пачка (40 м) переслаивания преимущественно шунгитов IV с прослоями шунгитов II и III (здесь же редкие прослои лидитов), ниже метадиабазы.

В пачке переслаивания развита сеть вертикальных и горизонтальных прожилков; асбестовидный, слюдястый минерал (гюмбелит) встречается только в горизонтальных прожилках, совпадающих с направлением слоистости. Их локализация приурочена к границам пород различного состава: шунгитов II и шунгитсодержащих известковистых туффитов (фиг. 1, в), шунгитов II–III (фиг. 1, а), реже они проходят в прослоях шунгита II или III (фиг. 1). При анализе керн установлен: мощность прожилков составляет 0,5–5 мм, форма плосколинзовидная, без пережимов, контакты резкие, строение поперечно- или косоволокнистое, протяженность их достигает нескольких десятков метров. Вертикальные прожилки, перпендикулярные слоистости, заполнены слюдой $2M_1$, в подчиненном количестве в них присутствуют кварц, хорошо окристал-



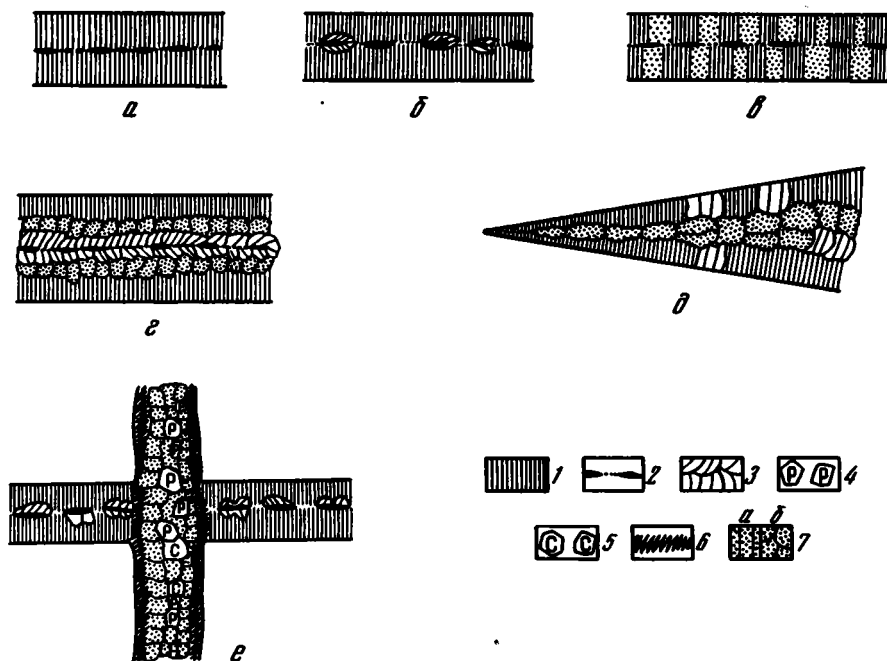
Фиг. 1. Положение гюмбелитовых прожилков в разрезе (масштаб 1:1)
 а - на контакте шунгитов II-III; б - в шунгитах II; в - на контакте шунгитов II и шунгит-содержащих известковистых туффитов; г - вокруг пиритовых линзочек
 1 - шунгит II (а - массивный, в - с трещинами отдельности); 2 - шунгит III; 3 - шунгит-содержащий известковистый туффит; 4 - гюмбелитовые прожилки; 5 - линзочки и прожилки пирита; 6 - вертикальные прожилки различного состава; 7 - зоны пиритизации и гюмбелитизации в шунгитсодержащих породах

лизованный пирит, сфалерит. Форма клиновидная, удлиненно-линзовидная, кустистая (см. фиг. 1, а), мощность колеблется от 0,5 до 5 мм, протяженность достигает 10 см, иногда они слабо извилисты и прерывисты, но общее направление выдерживается четко. Там, где шунгит II исчезает из разреза, порода становится более массивной, грубополосчатой, тонкие вертикальные прожилки сходят на нет. На фиг. 1, а, б видно, что вертикальные прожилки либо пересекают гюмбелитовые, либо утыкаются в них.

В прослоях шунгитсодержащих известковистых туффитов, следующих ниже по разрезу, горизонтальные прожилки, по морфологии не отличающиеся от гюмбелитовых, выполнены слюдой биотит-флогопитового ряда.

Гюмбелит встречен также в шунгитовой брекчии. Эта своеобразная порода была описана нами ранее [15]. По соотношению цемента и обломков выделяют сильно- и среднебрекчированные разности с базальным цементом и слабобрекчированные - с прожилково-инъекционным. Обломки остроугольной формы, нередко катаклазированные, представлены шунгитом III или шунгитом II, в котором в прожилках клиновидной формы развивается гюмбелит. Он же встречается в цементе прожилкового типа в среднебрекчированной черноцементной разности.

Макроскопически гюмбелит белый, со слабым зеленоватым оттенком, мягкий, жирный на ощупь, асбестовидный. Оптические свойства этого минерала описаны в работе [6]. Изучение прожилков гюмбелита в шлифах показало следующее: 1) гюмбелит или образует мономинеральные прожилки, или находится в ассоциации с другими слюдястыми минералами и кварцем; 2) для централь-



Фиг. 2. Соотношение гюмбелита с сопутствующими минералами в прожилках
а – гюмбелитовый прожилок с "срединой просечкой"; *б* – пластинчатая слюда, обрастающая включения породы в центральной части гюмбелитового прожилка; *в* – параллельный рост кварц-гюмбелитовых агрегатов в прожилке; *г* – прожилок сложного состава: в зальбандах гюмбелит, в центре пластинчатая слюда и ксеноморфные выделения кварца; *д* – прожилок клиновидной формы в обломке шунгита II в брекчии; *е* – соотношение горизонтального гюмбелитового прожилка с вертикальным (кварц-слюда-пирит-сфалеритовым)
 1 – гюмбелит; 2 – включения породы; 3 – чешуйчатая слюда; 4 – пирит; 5 – сфалерит;
 6 – тонкочешуйчатый слюдистый агрегат; 7 – кварц (*а* – пластинчатый, *б* – ксеноморфный)

ной части прожилков характерно наличие "срединой просечки", разделяющей их на два слоя, и вытянутые параллельно стенкам, линзовидные включения углеродсодержащих пород размером 0,02–1 мм; 3) удлинение волокон гюмбелита перпендикулярно или слабонаклонно к стенкам жил; вокруг включений ориентация слюдистого минерала, как правило, отличается от той, которую мы видим вдоль границ прожилка; 4) различаются две морфологические разновидности кварца: удлиненные, шестоватые агрегаты и ксеноморфные округлые выделения, первые образуют параллельные сростания с гюмбелитом, вторые слагают одну из зон в полиминеральных выполнениях (фиг. 2, *в, г*), они же характерны для вертикальных прожилков; 5) слюда таблитчатой формы в различных количествах приурочена к "срединой просечке", нарастая на включения породы (см. фиг. 2, *б, д*), имеющие в основном неровные изъеденные очертания, или вместе с гюмбелитом слагает зальбанды прожилков, проходящих в обломках брекчий.

Для выявления общих закономерностей локализации гюмбелита были рассмотрены неоднократно описанные в литературе образцы из пос. Шуньга [12, 13]. Ранее отмечалось два основных признака, характеризующих зоны гюмбелитизации [13]: 1) в разрезе диабазов, доломитов и шунгитов II прожилки и зоны гюмбелита, вытянутые согласно с простираем вмещающих пород, встречаются только в высокоуглеродистых породах; 2) в зонах гюмбелитизации часто располагаются вытянутые линзочки пирита, залегающие по контакту шунгитовых сланцев с жилками гюмбелита.

Наши наблюдения также свидетельствуют о приуроченности гюмбелита как

в пос. Шуньга, так и на Зажогинском месторождении лишь к углеродсодержащим породам, точнее, к тем частям разреза, где присутствует шунгит II. Его характерная особенность — повсеместное развитие двух взаимно перпендикулярных систем трещин. Между двумя фактами: пространственным распределением гюмбелита и высокой трещиноватостью шунгита II, видимо, существует определенная связь [13]. При этом, конечно, не следует отбрасывать влияние такого весомого фактора, как состав пород, вмещающих прожилки. Именно исходя из него, легко объяснить, почему на Зажогинском месторождении в доломитах развиваются существенно тальковые прожилки, в диабазах — биотит-хлоритовые, а в шунгитах II — мусковит-фенгитовые.

Интересно соотношение гюмбелита с пиритом. Вообще, пирит в самых различных видах встречается во всех типах пород заонежской свиты. По генетическим особенностям выделяются сингенетическая, первично-осадочная, метаморфогенная и гидротермальная минерализации. В пос. Шуньга в зонах гюмбелитизации наблюдается тонкая вкрапленность и вытянутые линзы первично-осадочного пирита. Углеродсодержащая, пиритизированная порода, равномерно пропитанная гюмбелитом, располагается непосредственно на контакте с шунгитами II, в ней же сконцентрированы пиритовые линзочки (см. фиг. 1, 2). Многие из них огибаются жилками гюмбелита, длина волокон которого тем больше, чем мощнее пиритовые обособления, эти взаимоотношения свидетельствуют о несомненно более раннем развитии FeS_2 . В то же время вкрапленный пирит и рассеянный гюмбелит образовались, по-видимому, почти одновременно.

Слюдистые минералы изучались следующими методами: рентгенографическим, электронографическим косых текстур, просвечивающей электронной микроскопии и инфракрасной спектроскопии. Наибольшее внимание было уделено диагностике слюды $2M_2$ в присутствии других политипов. Вначале готовили ориентированные препараты. Все дифрактограммы образцов характеризуются целочисленной серией базальных рефлексов с $d(001) = 10 \text{ \AA}$, причем отражение $d(002) = 5 \text{ \AA}$ имеет значительную интенсивность, что характерно для Al—Mg диоктаэдрических слюд. При насыщении этиленгликолем и глицерином и прокаливании при 550°C смещений базальных рефлексов не наблюдается, это свидетельствует об отсутствии разбухающих слоев в минерале. На втором этапе проводили электронографическое исследование, которое наиболее просто позволяет устанавливать политипные модификации слюд и различать их. По его результатам можно заключить, что наряду со слюдами $2M_2$ образцы содержат примесь диоктаэдрических слюд других политипных модификаций. Но этот метод имеет некоторые ограничения. Во-первых, он позволяет получить информацию лишь с малого объема вещества, что сужает представление о фазовых соотношениях в образцах, во-вторых, он недостаточно распространен по сравнению с рентгеновскими методами. Поэтому встала задача установления возможных диагностических критериев определения полиморфных фаз в смеси.

Рентгеновский метод порошка из-за полного или частичного перекрыwania пространственных и базальных рефлексов до определенного времени казался мало информативным для фазовой диагностики политипного разнообразия слюд. Однако О.В. Русиновой [11], вслед за Е.П. Соколовой [14] на основе дебаеграмм была показана возможность установления слюды $2M_2$ в присутствии слюды $2M_1$.

Для выявления диагностических критериев определения гюмбелита в смеси составлялись искусственные композиции из слюд политипных модификаций $1M$, $2M_1$ и $2M_2$ близкого состава. Выбранные образцы попарно механически смешивались в весовых соотношениях 1:1 и 1:2. В табл. 1 и на фиг. 3 представлены дифракционные картины эталонных слюд и фазовых смесей. Видно, что в чистом виде диоктаэдрические слюды разных политипов резко различаются. Рассмотрим особенности дифрактограмм от смесей. В диагностической

Данные порошковой рентгенографии диоктаэдрических слюд* и их искусственных смесей

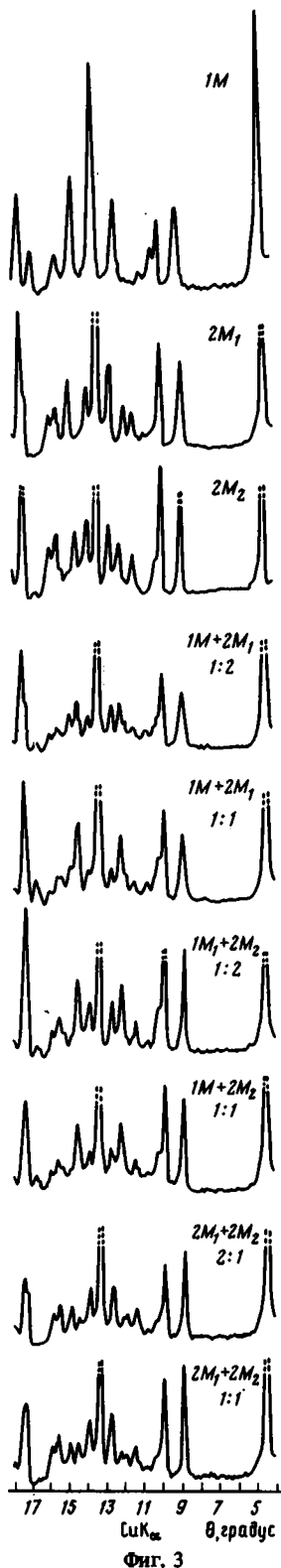
1M		2M ₁		2M ₂		2M ₁ + 2M ₂		2M ₁ + 2M ₂		2M ₂ + 1M ₁	
						2:1		1:1		2:1	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
—	—	3,87	5	3,87	6	3,87	6	3,87	5	3,87	4
—	—	3,73	5	—	—	3,73	5	3,73	4	—	—
3,64	8	—	—	3,64	7	3,64	4	3,64	4	3,64	9
—	—	3,50	10	3,50	9	3,50	10	3,50	10	3,50	7
—	—	3,19	8	3,19	10	3,19	9	3,19	9	3,19	7
3,06	10	—	—	3,06	8	3,06	5	3,06	5	3,06	10
—	—	2,98	9	—	—	2,98	6	2,98	6	—	—
2,87	3	2,86	5	2,86	7	2,86	7	2,86	6	2,86	5
—	—	2,78	4	2,80	6	2,79	5	2,79	5	2,79	4
2,67	4	—	—	—	—	—	—	—	—	2,67	2

1M		2M ₁		2M ₂		2M + 1M ₁		2M ₁ + 1M		2M ₁ + 1M	
						1:1		2:1		1:1	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
—	—	3,87	5	3,87	6	3,87	5	3,87	5	3,87	2
—	—	3,73	5	—	—	—	—	3,72	6	3,72	3
3,64	8	—	—	3,64	7	3,64	10	3,64	10	3,64	8
—	—	3,50	10	3,50	9	3,50	6	3,50	9	3,50	4
—	—	3,19	8	3,19	10	3,19	5	3,19	7	3,19	4
3,06	10	—	—	3,06	8	3,06	10	3,06	10	3,06	10
—	—	2,98	9	—	—	—	—	2,98	8	2,98	4
2,87	3	2,86	5	2,86	7	2,86	5	2,86	5	2,86	4
—	—	2,78	4	2,80	6	2,79	3	2,79	3	2,79	2
2,67	4	—	—	—	—	2,67	2	2,67	2	2,67	3

*Значения интенсивностей рефлексов и межплоскостные расстояния могут незначительно изменяться в зависимости от состава слюд.

области (от 3,7 до 3,0 Å) их можно разделить на две группы: в одной из них содержится шесть (для смеси поли типов 2M₂ + 2M₁ и 2M₁ + 1M), а в другой четыре (для смеси 2M₂ + 1M) сильных пространственных рефлексов, за исключением отражения с d 3,33–3,35 Å, которое перекрывается базальным. Положение пространственных рефлексов для смеси поли типов диоктаэдрических слюд (1M + 2M₁) и (2M₁ + 2M₂) практически совпадает (см. фиг. 3), наличие слюды 2M₂ диагностируется по наиболее сильным отражениям с d 3,50 и 3,20 Å, похожая дифракционная картина (1M + 2M₁) отличается от приведенной выше сильными отражениями с d 3,64 и 3,06 Å. Во второй группе, в случае смеси 2M₂ и 1M слюд, усиливаются отражения с d 3,64 и 3,06 Å и ослабляются с d 3,50 и 3,20 Å по сравнению с дифрактограммой чистой 2M₂ слюды. В дополнение к этому присутствие 1M слюды также определяется по отражению 023 с d = 2,67 Å (фиг. 4). Таким образом, появляется достаточно надежная возможность проверить качественно, а в некоторых случаях и полуколичественно, диагностику фазовых смесей поли типных модификаций диоктаэдрических слюд.

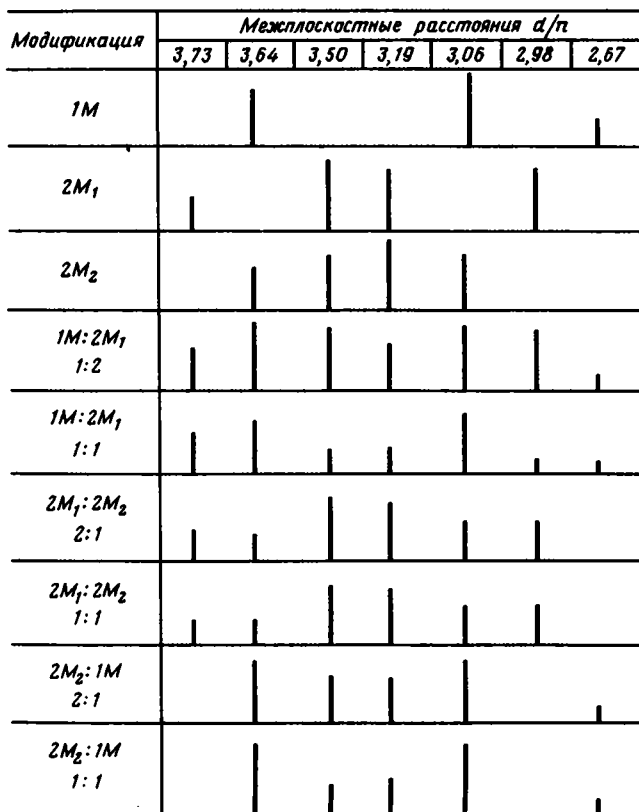
На основании полученных критериев была проанализирована серия слюд из



Фиг. 3

Фиг. 3. Порошковые дифрактограммы диоктаэдрических слюдов и их смесей

Фиг. 4. Схема распределения интенсивностей для смеси полиморфных модификаций диоктаэдрических слюдов



Фиг. 4

Параметры элементарной ячейки некоторых изученных образцов

Номер образца	Политип	Параметры элементарной ячейки			
		<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	β
8	2M ₁	5,22	9,04	20,14	96,1
	2M ₂	9,04	5,22	20,18	99,6
0,5/206	2M ₁	5,22	9,04	20,18	95,8
	2M ₂	9,04	5,22	20,18	99,6
14	1M (3T)	5,31	9,20	10,25	99,96
5	2M ₂	9,03	5,22	20,16	99,5

шунгитовых пород Карелии, а также взятые для сопоставления образцы слюд из Донбасса [2], любезно предоставленные нам Л.Г. Рекшинской.

Их изучение показало следующее. Гюмбелит присутствует в прожилках, параллельных слоистости, расположенных в шунгите II или на контакте с ним, в прожилковом цементе брекчий [15], в прожилках, оперяющих обломки шунгита II, в черноцементной брекчии. Все образцы карельских гюмбелитов, включая и образец из пос. Шуньга, содержат примесь диоктаэдрической слюды 2M₁, образцы из Донбасса — слюды 1M. В соотношении политипов диоктаэдрических слюд 2M₂ и 2M₁ наблюдается следующая закономерность: чем шире прожилок и длиннее волокно гюмбелита, тем больше его количество по отношению к слюде 2M₁. Так, наиболее чистым оказался образец из пос. Шуньга, в котором длина волокон (*l*) гюмбелита составляет 2–5 мм, а в образцах из цемента брекчий (*l* = 0,5–0,7 мм) доминирует диоктаэдрическая слюда 2M₁.

В горизонтальных прожилках, проходящих в известковистых туффитах, определена высокомагнезиальная слюда 1M (3T), триоктаэдрическая, а в вертикальных прожилках, секущих прослои с гюмбелитом, — диоктаэдрическая слюда 2M₁.

Параметры элементарной ячейки исследованных слюд, представленные в табл. 2, не отличаются от описанных ранее в литературе.

В работе [2] было сделано предположение, что вытянутая игольчатая форма при волокнистом строении, наблюдаемом в световой микроскоп, является одним из диагностических признаков гюмбелита. Для ряда образцов Л.Г. Рекшинской было проведено электронно-микроскопическое изучение. Практически чистый гюмбелит (табл. 3, обр. 5) сложен хорошо окристаллизованными планкообразными частицами, аналогичную форму имеет триоктаэдрическая слюда 1M (3T) (см. табл. 3, обр. 4). Диоктаэдрическая слюда 2M₁ представлена изометричными частицами пластинчатой формы. В образце из смеси политипов слюд (см. табл. 2, обр. 8) присутствуют как вытянутые, так и пластинчатые частицы. С учетом приведенных данных (см. табл. 2, фиг. 2, *г*), первые, видимо, относятся к гюмбелиту, вторые — к слюде 2M₁.

В табл. 3 приведены химические анализы и составы гюмбелитов из различных углеродсодержащих пород. Если рассмотреть особенности катионных составов 2:1 слоев гюмбелита, то обращает на себя внимание широкий изоморфизм Si на Al в тетраэдрических сетках, который колеблется от 0,52 до 1,08 ф.е. Основным октаэдрическим катионом является алюминий, в большинстве случаев он незначительно замещен катионами Mg и Fe³⁺. Для гюмбелита из пос. Шуньга фиксируется несколько повышенное содержание Mg (0,42 ф.е.). Это может быть

Компонент	Номера образцов													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	52,5	49,71	50,00	50,52	49,54	49,35	48,71	48,78	49,52	56,12	45,38	45,88	44,0	41,28
TiO ₂	1,0	1,04	—	—	0,87	0,66	0,62	0,86	0,81	0,06	—	—	—	0,46
Al ₂ O ₃	29,50	28,62	36,45	31,04	29,51	29,20	29,10	28,54	25,06	26,79	38,04	38,04	37,95	14,90
Fe ₂ O ₃	3,50	2,69	0,37	3	—	0,86	0,82	0,64	1,36	3,28	0,40	0,46	2,25	4,88
FeO	—	—	—	—	0,70	—	—	—	0,56	—	—	—	—	—
CaO	—	—	—	—	0,25	0,54	0,16	0,10	0,27	0,95	—	—	0,56	—
MgO	1,16	1,60	0,45	1,88	4,14	4,14	4,75	2,80	2,88	1,48	—	—	0,32	23,43
K ₂ O	5,06	6,80	5,01	3,18	8,21	8,80	8,35	7,22	6,47	4,41	7,44	7,53	7,53	7,19
Na ₂ O	—	2,21	—	—	0,35	—	—	0,18	0,28	—	0,54	0,48	1,15	0,08
MnO	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,04	—	—	0,13	0,36	—	0,04
H ₂ O ⁺	7,75	7,38	7,96	7,0	6,56	5,76	6,23	—	7,08	6,87	7,38	6,53	6,20	5,99
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,24	0,01	0,40	—	0,45	—	0,61	0,41	—	0,23
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,46	Не опр.	—	—	—	—	Не опр.	—	—	—	0,86
CO ₂	—	—	—	—	—	0,30	0,25	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,47	100,05	100,22	98,08	100,37	99,72	100,20	—	—	100,0	99,92	99,69	99,96	99,34
Ионы:														
Si	3,480	3,377	3,260	3,386	—	3,314	—	3,399	3,53	3,66	3,05	3,06	2,94	2,95
Al ^{IV}	0,522	0,623	0,740	0,614	—	0,686	—	0,60	0,47	0,34	0,95	0,94	1,06	1,05
Al ^{VI}	1,780	1,669	2,060	1,837	—	1,625	—	1,75	1,63	1,72	2,05	2,05	1,93	0,20
Fe ³⁺	0,174	0,137	0,018	0,151	—	0,043	—	0,033	0,07	0,16	0,02	0,02	0,11	0,26
									0,03 ⁺					
Mg	0,115	0,162	0,044	0,188	—	0,425	—	0,291	0,31	0,120	—	—	0,03	2,49
Mn	—	—	—	—	—	—	—	0,002	—	—	0,01	0,02	—	—
K	0,427	0,589	0,411	0,271	—	0,730	—	0,643	0,59	0,370	0,64	0,64	0,64	0,65
Na	—	0,291	—	—	—	—	—	0,02	0,04	—	0,07	0,06	0,15	0,01
Ca	—	—	—	—	—	—	—	0,007	0,02	—	—	—	0,04	—

Примечания. Место взятия образцов: 1 — район г. Грефенталь, Тюрингенский лес [21]; 2 — район г. Мутье [21]; 3 — район г. Мутье [21]; 4 — район г. Нордхальбен, Франконский лес [19]; 5 — пос. Шуньга, Карелия [12]; 6, 7 — пос. Шуньга [13]; 8, 9 — Зажогинское месторождение, скв. 225, 271; 10 — Горловский бассейн [2]; 11, 12 — Донбасс [4]; 13 — Донецкий бассейн [17]; 14 — Зажогинское месторождение, скв. 225.

Обр. 6, 8, 9, 10, 13 представлены смесями политипов: 6 — (95% 2M₂ + 5% 2M₁), 8, 13 — (50% 2M₂ + 50% 2M₁), 9 — (70% 2M₂ + 30% 2M₁), 10 — (70% 2M₂ + 30% 1M). В обр. 8 вода не определена из-за недостатка материала, в обр. 9, кроме того, определены C — 3,55% и S — 0,93%.

следствием близкорасположенных доломитсодержащих пород. Для всех гюмбелитов диагностируется низкое содержание межслоевых катионов K^+ , обусловленное низким по сравнению с истинными слюдами зарядом 2:1 слоев. В некоторых случаях наблюдается избыток положительного заряда в октаэдрических сетках при общем содержании октаэдрических катионов более 2 ф.е. (см. табл. 3). В работе [1] показано, что в гюмбелите возможно присутствие NH_4 -групп, которые выполняют функции межслоевого катиона. Химический анализ групп затруднен, но возможна диагностика аммониевых групп по ИК-спектрам этих минералов. На ИК-спектрах обр. 5, 8, 9, 10, 14 есть полоса поглощения с пиком в области 1430 см^{-1} , свидетельствующая о присутствии в межслоях слюды группы NH_4 [20], которая наряду с катионами K^+ частично компенсирует дефицит слоевого заряда. Для сравнения были сняты ИК-спектры двух образцов диоктаэдрических слюд политипных модификаций $2M_2$ из жильных золоторудных месторождений, описанные в [11]. В них группа NH_4 отсутствует.

Проанализируем полученные данные. На Зажогинском шунгитовом месторождении в субогласных горизонтальных прожилках в разрезах шунгитов II, а также в черноцементной брекчии шунгита II определен гюмбелит, вместе с ним в различных соотношениях развивается диоктаэдрическая слюда $2M_1$. Все образцы гюмбелита содержат в своем составе группу аммония.

Каковы же были условия образования гюмбелитовых прожилков? Ответить на этот вопрос довольно сложно хотя бы потому, что практически отсутствуют экспериментальные данные: ни в одном из опытов по гидротермальному синтезу мусковита политип $2M_2$ не был диагностирован. В природных условиях основным репером, позволяющим определить температурные условия метаморфизма углеродсодержащих пород, в которых в данном случае развиты прожилки с гюмбелитом, является степень графитизации углеродистого вещества. Она характеризуется термическими параметрами (T_H и $T_{\text{макс}}$ экзозфекта), значениями межплоскостного расстояния $d(002)$, оптическими спектрами отражения, элементным составом (C, H, N)

$d(002)$ А	$T_{H.Э.}$ °С	$T_{\text{макс.Э.}}$ °С	$\alpha R_{\text{макс}}$	$\Delta R_{\text{с.с.}}$	С	Н	Н
3,430	480	650	2,4	1,8–2,4	97,2	0,8	0,5

Эти данные определяют температурный интервал $320\text{--}350^\circ\text{C}$ [16]. Подобные условия не являются специфическими, характерными только для определенных локальных участков, а распространяются на все Зажогинское месторождение. Вряд ли справедливо мнение [13] о необходимости для образования гюмбелита дополнительного температурного прогрева за счет диабазов, так как их воздействие на вмещающие породы проявляется на расстоянии не более 10–15 см от контакта, а в этих зонах гюмбелит не обнаружен.

Рентгенографическое изучение прожилков с гюмбелитом показало, что в карельских образцах вместе со слюдой $2M_2$ встречается диоктаэдрическая слюда $2M_1$, а в донбасских — 1М. Это позволяет, правда, достаточно условно, предположить, что область существования гюмбелита отвечает температурному интервалу перехода $Al\text{--}Mg$ -слюды 1М в $2M_1$, который, по экспериментальным данным, происходит при повышении температуры от 250 до $300\text{--}350^\circ\text{C}$ [10]. Наряду с этим ряд опытов, проведенных по нашей просьбе А.П. Мухамет-Галеевым, свидетельствует о достаточно широком поле температурной устойчивости карельского гюмбелита: природный образец выдерживался в автоклаве в течение 3 нед при $T = 650^\circ\text{C}$ и $P = 3$ кбар, в этих условиях никаких изменений в структуре не произошло.

Авторы не располагают критериями, позволяющими оценить роль и величину давления при образовании гюмбелита, но известно, что в Онежской мульде оно не превышает 3 кбар. Ранее для других районов распространения гюм-

белита указывалось, что чаще всего он встречается в сланцеватых и сильнодислоцированных толщах [2]. Тогда справедливо было бы предположить широкую распространенность гюмбелита во многих черносланцевых формациях низких ступеней метаморфизма, например на Балтийском щите, в углеродсодержащих породах печенгской серии, но пока таких данных нет.

Дифракционными методами установлено присутствие в гюмбелитовых прожилках диоктаэдрической Ag-Mg -слюда 2M_1 . Вопрос о соотношении политипов 2M_1 и 2M_2 в горизонтальных прожилках достаточно сложен. Здесь можно остановиться на нескольких предположениях. Одним из механизмов роста гюмбелита является принцип геометрического отбора, в этом случае минерал выполяет полости, которые возникли при уменьшении объема шунгитовых пород в ходе диагенеза [13]. Однако существует альтернативное объяснение. Параллельно-волоконистый агрегат гюмбелита рос в закрытых трещинах, развивая большое усилие для раздвигания их стенок, преодолевая литостатическое давление. Следует отметить, что, чем больше ширина прожилка, тем длиннее волокна гюмбелита и тем меньше величина количественного отношения политипов $2\text{M}_1/2\text{M}_2$; в самых узких прожилках преобладает слюда 2M_1 . В настоящее время нет достаточно убедительных данных, чтобы установить первичность образования того или иного политипа. Если исходить из предположения, что гюмбелит имеет только асбестовидную форму, а слюда 2M_1 — пластинчатую, можно сделать следующий вывод: независимо от механизма роста, слюда 2M_1 была образована до гюмбелита, поскольку ее пластинки приурочены к зальбандам прожилков либо к включениям, располагающимся в их центральных частях.

Из сопоставления состава различных прожилков и их пространственного расположения можно заключить, что вначале в горизонтальных трещинах вместе с кварцем отлагался гюмбелит, затем со сменой условий гидротермального минералообразования в секущих вертикальных полостях вместе с хорошо окристаллизованным пиритом и сфалеритом образовывалась диоктаэдрическая слюда 2M_1 .

В отличие от других регионов, где гюмбелит встречен в самых разнообразных породах угленосных толщ: песчаниках, алевролитах, аргиллитах, карбонатизированных породах [2], в Карелии известные проявления этого минерала локализованы в шунгитах II или вблизи них. Специфическая особенность шунгита II — очень высокое (до 70%) содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, что, видимо, определяет физические особенности этих пород, их способность к значительному уменьшению объема за счет карбонизации органического вещества, а следовательно, предрасположенность к образованию трещин, впоследствии выполненных гюмбелитом. Его локализацию вокруг линзочек пирита [13] также можно связать с созданием благоприятных условий, вызванных образованием полостей при уменьшении объема осадочного пирита в ходе диагенеза.

На образование слюдистых минералов оказал влияние состав вмещающих пород. Так, в разрезах шунгитов II, III, IV в прожилках встречены диоктаэдрические Al-Mg -слюды, а в известковистых туффитах — высокомагнезиальная слюда 1M (3Т). Общей особенностью всех изученных слюд является наличие в межслоевых позициях NH_4 -групп, характеризующих среду минералообразования.

* * *

Проведенные методические исследования позволяют по рентгенограммам порошковых препаратов надежно диагностировать присутствие диоктаэдрической слюды 2M_2 в смеси со слюдами 2M_1 и 1M . Установлено, что во всех изученных горизонтальных прожилках в определенных частях разреза присутствует как гюмбелит, так и диоктаэдрическая слюда 2M_1 , причем чем шире прожилок, тем больше в нем содержание гюмбелита.

Геологические наблюдения, взаимоотношения в шлифах и рентгеновские данные позволяют предположить следующую последовательность образования слюд $2M_1$ и $2M_2$: при раскрытии горизонтальных трещин вокруг включений углеродсодержащих пород вначале образовалась слюда $2M_1$, затем прожилки выполнялись гюмбелитом, в вертикальных жилках, секущих гюмбелитовые, развивалась диоктаэдрическая слюда $2M_1$.

Как уже отмечалось, в числе основных факторов, влияющих на образование гюмбелита, следует назвать как физические особенности пород (шунгитов II), определившие их трещиноватость, так и химические, обусловившие источник прожилкового материала. С составом пород связано присутствие в структуре слюд NH_4 -групп.

Для установления P - T -условий образования, очевидно, необходимо целенаправленное экспериментальное изучение.

Литература

1. Архипенко Д.К., Бокий Г.Б., Токмаков П.П. Уточнение структуры межслоевого пространства гюмбелита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 7. С. 103–108.
2. Волкова А.Н., Иванова Н.В., Рекшинская Л.Г. Гюмбелит – спутник углей высокой степени метаморфизма // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 81–94.
3. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Под ред. В.А. Соколова. Петрозаводск: Карелия, 1982. 204 с.
4. Дворников А.Г., Тихоненкова Е.Г., Сизова Р.Г. Гюмбелит из сланцевых толщ Свердловского ртутного проявления Донбасса // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1980. № 1. С. 82–84.
5. Дриц В.А., Звягин В.В., Токмаков П.П. Гюмбелит – диоктаэдрическая слюда $2M_2$ // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170. № 6. С. 1390–1394.
6. Дриц В.А., Муравьев В.И., Шутов В.Д. Новые аспекты оптического изучения слоистых силикатов // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 7. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 15–31.
7. Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1979. 275 с.
8. Конышева Р.А. Гюмбелит – показатель высокой степени изменения осадочных пород // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181. № 3. С. 695–697.
9. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слоистых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 71–95.
10. Мухамет-Галеев А.П., Покровский В.А., Зотов А.В. и др. Кинетика и механизм кристаллизации гидротермального мусковита $2M_1$ – экспериментальные исследования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 10. С. 63–75.
11. Русинова О.В., Русинов В.Л. Состав, структура, закономерности геологического распространения диоктаэдрических калиевых слюд модификации $2M_2$ // Очерки по генетической минералогии. М.: Наука, 1976. С. 47–58.
12. Тимофеев В.М. Гюмбелит из окрестностей с. Шуныги // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей. 1925. Вып. 1. Т. 55. С. 28–43.
13. Токмаков П.П., Замураева М.Г., Петров В.П. О природе гюмбелита // Тр. ИГЕМ. 1961. Вып. 48. С. 80–93.
14. Соколова Е.П. О структуре гюмбелита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1966. Сер. 2. Ч. 95. Вып. 1. С. 106–107.
15. Фирсова С.О., Шатский Г.В., Купряков С.В. О шунгитовой брекчии // Геохимия углерода (тез. II Всесоюз. совещ.). М.: ГЕОХИ, 1986. С. 285–287.
16. Фирсова С.О. Метаморфизм углеродистого вещества в породах докембрия восточной части Балтийского щита: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1982. 27 с.
17. Якушев В.В. Гюмбелит из продуктивной толщи Донецкого бассейна // Минералого-петрографические и геохимические исследования на Северном Кавказе и в Донбассе. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1972. С. 32–34.
18. Aruja E. An x-Ray study on the crystal structure gümbeleit // Mineral. Mag. 1944. V 27. № 184. S. 35–43.
19. Dana J.D., Dana E.S. The system of mineralogy. Descriptive mineralogy. N.Y.; 6-th ed. 1911. 1134 p.
20. Farmer V.C. The IR-spectra of minerals ch. 15. L.: Mineral Soc. 1974. 539 p.
21. Hintze C. Handbuch der Mineralogie. B. 2. Leipzig: Verlag von Veit, 1897. 1841 p.

УДК 550.4:553.065

**ОБ ИСТОЧНИКАХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАХ ДНА ОКЕАНА***

Гричук Д.В., Краснов С.Г.

В работе критикуется положение, высказанное Г.Ю. Бутузовой, об участии магматогенных флюидов в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе.

Проблема источников рудообразующих растворов и рудного вещества имеет принципиальное значение для понимания генезиса колчеданных месторождений и широко обсуждается в геологической литературе. Обстоятельные обзоры этой проблемы приводятся, в частности, в работах [9, 19]. Одним из важнейших является вопрос о соотношении долей рудных металлов, принесенных из магматического очага отделяющимся от расплава флюидом (ювенильный, "магматический" источник) и выщелоченных из подстилающих рудную залежь пород при конвективной циркуляции поверхностных вод, в том числе морских (рециклинг). Интерес геологов к современным гидротермам океана в значительной степени связан с перспективой решения этого вопроса на материале изучения действующих рудообразующих систем.

В работах почти всех исследователей гидротерм современного океана в настоящее время принята схема рециклинга. Однако обобщающие работы, в которых последовательно и детально рассматривалась бы вся аргументация по проблеме источника вещества океанских гидротерм, до последнего времени отсутствовали. По существу первой такой работой явилась серия из двух статей, опубликованных Г.Ю. Бутузовой [2, 3]. Приведенные в этой работе данные показывают, что главным источником H_2O и Cl гидротерм является морская вода, состав раствора по петрогенным элементам (в том числе Fe и Mn) формируется в результате взаимодействия морской воды с базальтом, сера имеет смешанный источник (морская вода + базальты).

В отношении халькофильных рудных элементов (Cu , Zn , Pb и др.) в статье [3] сделан вывод, что они (как и газообразные соединения — H_2 , He) поступают в гидротермы в основном в составе флюидной фазы магматических расплавов, и роль выщелачивания из базальтов для них невелика. Важно отметить, что этот вывод основан на интерпретации косвенной геолого-геохимической информации. Прямые геохимические критерии (главным образом изотопные), широко используемые в геологии для решения проблемы источника вещества, как справедливо указывает Г.Ю. Бутузова, не позволяют отличить перенос элементов флюидом из расплава от выщелачивания из базальтов, так как базальты наследуют изотопный состав расплава (по S , Pb , Sr и даже C и He). Появившиеся в последнее время данные позволяют по-иному оценить ряд аспектов рассматриваемой проблемы и вступают в противоречие с выводом Г.Ю. Бутузовой, что заставило нас проанализировать приведенную в статьях [2, 3] аргументацию.

Отрицание значимой роли процессов выщелачивания для рудообразующих

*В связи с работой Г.Ю. Бутузовой "К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе". Сообщения 1 и 2. Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5 и 6.

металлов (кроме Fe, Mn) основано на следующих утверждениях [3]: 1) результаты экспериментов по взаимодействию морской воды с базальтом, полученные разными авторами, — противоречивы, неоднозначны и не проясняют картину поведения металлов при гидротермальном выщелачивании; 2) на древних аналогах — колчеданных месторождениях отсутствуют признаки выноса рудных элементов из окружающих пород; 3) на основе процесса гидротермального выщелачивания трудно интерпретировать геохимическую специфику сульфидных руд океана. Разберем эти положения более подробно.

Эксперименты по взаимодействию морской воды с базальтом. Г.Ю. Бутузова справедливо указывает, что при использовании в гидротермальных ячейках Диксона золотых ампул и деталей пробоотборника невозможно получить достоверные данные по поведению Cu. Действительно, в этом случае выщелачиваемая из базальтов Cu сразу же поглощается из раствора стенками ампулы с образованием сплава Au—Cu [39]. Однако в недавно опубликованной работе [40] опыты проведены в аппаратуре, выполненной полностью из титана. Они показали, что Cu накапливается в растворе до концентраций 1,4 мг/кг, сопоставимых с содержанием в гидротермах 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП).

Отмеченные Г.Ю. Бутузовой [3] расхождения между работой Дж. Бишоффа и Ф. Диксона [25], выполненной в 1975 г., в которой Ni накапливался в растворе, и последующими работами, где такого накопления нет, связаны с методической ошибкой в [25]. Одна из деталей установки — головка пробоотборника была изготовлена из нержавеющей стали, что и дало загрязнение раствора никелем, в последующих же работах эта деталь была заменена на титановую [39].

Разнообразие экспериментальных данных (к настоящему времени опубликовано свыше 20 экспериментальных работ), оцененное в [3] как неясность и противоречивость результатов, связано отнюдь не с невоспроизводимостью опытов, а с тем, что эксперименты выявили зависимость поведения рудных элементов сразу от нескольких факторов. Из них главные — состав породы и исходного раствора, температура, отношение вода — порода, длительность взаимодействия (обзор экспериментальных данных см. [38]). В недавно опубликованной работе [43] было показано, что на поведение рудных элементов при температурах 350–400°С существенно влияет и давление. В опытах, проведенных при давлении 40 МПа, получены растворы, весьма близкие по содержаниям металлов и другим параметрам к гидротермам 21° с.ш. ВТП (табл. 1).

Ореолы выноса на древних объектах сходной природы. При специальных исследованиях, поставленных на уральских медноколчеданных месторождениях, выявлены обширные ореолы выноса рудных элементов на флангах месторождений [1, 13], кроме того, ореолы выноса обнаружены недавно и под месторождениями на Кипре [37].

Связь между содержаниями металлов в базальтах, термальных растворах и сульфидных рудах. На примере контрастного поведения Ni и Cd (в базальтах Ni много, а в сульфидных рудах мало, кадмия же — наоборот) утверждается: "С позиций концепции выщелачивания трудно интерпретировать геохимическую специфику термальных растворов и рудных накоплений дна океана. ... В целом важно подчеркнуть полное отсутствие связи между содержаниями металлов в базальтах спрединговых зон и в сульфидных образованиях дна океана" [3, с. 9–10].

Если взять элементы, сходные по миграционным формам в гидротермальном растворе и обладающие похожими свойствами при отложении в виде сульфидов, то геохимическая связь руд с базальтами легко обнаруживается. Покажем это на примере отношений содержаний геохимически близких элементов Cd/Zn, Ag/Zn, Pb/Zn. Эти отношения (табл. 2) вычислены по данным, приведенным в [3] для наиболее исследованного объекта — гидротерм 21° с.ш. ВТП. Они показывают, что, несмотря на большой разброс величин для руд, средние значения в гидро-

Сравнение состава растворов гидротерм дна океана с растворами в опытах по взаимодействию "морская вода – базальт"

Объект	Содержание, мг/кг				$pH_{25}^{\circ}C$
	Mn	Fe	Cu	Zn	
21° с.ш. ВТП [43] *	38–53	42–136	0,6–2,8	5,8–6,9	3,3–3,6
Эксперимент [40] **	66	485	1,4	7,9	3,3

* Экстраполяция на чистый гидротермальный раствор ("end-member") полей OBS, SW, HG (см. также [3], табл. 2).

** Опыт с базальтом ВТП при 400° С, 40 МПа, вода/порода = 1, длительность 579 ч.

Таблица 2

Отношения элементов (средние геометрические величины) в базальтах, гидротермальных растворах и рудах океанского дна (по данным, приведенным в [3])

Объект	Cd/Zn	Ag/Zn	Pb/Zn
Толейтовые базальты	0,00164	0,00038	0,0256
Гидротермальные растворы 21° с.ш. ВТП (пробы 1–3) * $n = 3$	0,00275 (0,00252– –0,00297)**	0,00055 (0,00048– –0,00059)	0,0089 (0,0069– –0,0109)
Сульфидные руды ВТП и хр. Хуан-де-Фука $n = 10$	0,0019 (0,0003– –0,01)	0,00056 (0,0002– –0,0024)	0,011 (0,003– –0,12)

Примечание. n – число проб.

* Проба 4, судя по содержаниям Cu и Ag, уже потеряла часть рудных компонентов, и поэтому в расчет не взята.

** В скобках приведены пределы значений.

термальных растворах и рудах весьма близки к отношению в базальтах. Для других халькофильных элементов, например Cu, Hg, постоянство отношений нарушается вследствие разделения элементов в ходе рудоотложения. Связь соотношений Cu : Zn : Pb в древних колчеданных рудах и вмещающих вулканитах хорошо известна [7]. Она выявлена и для сульфидов гидротермального генезиса в современном океане [12]. Близость факторов концентрирования руда/базальт для групп элементов Zn–Pb–Ag–Cd и Cu–As–Hg–Mo–Ge–Ti–Au отмечена в работе [26].

Природа описанного в [3] контрастного поведения никеля и кадмия достаточно очевидна. Кадмий – аналог цинка и подобно ему образует устойчивые хлоридные комплексы. Поэтому при гидротермальном выщелачивании Cd вместе с Zn будет легко извлекаться из базальтов и переноситься раствором, а при осаждении руд сульфиды цинка захватят Cd в виде изоморфной примеси. Никель же – самый слабый комплексообразователь в группе элементов Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Zn [6]. При содержании хлора, равном таковому в морской воде, практически во всем гидротермальном диапазоне температур Ni присутствует в виде свободного акваиона [6] и не дает комплексных хлоридных форм, которые повышали бы его миграционную способность. В то же время в минералах базальтов и их метаморфизован-

ных разностей Ni выступает как аналог Mg и Fe [26], и весьма интенсивно захватывается хлоритами, серпентином и другими вторичными магнезиальными минералами. Это и приводит к его малой подвижности при выщелачивании, а следовательно – к низкому содержанию в сульфидных рудах. Поэтому разделение Ni и Cd при гидротермальном выщелачивании вполне закономерно.

Таким образом, ни по одному из аспектов, рассмотренных в работе [3], гипотеза гидротермального выщелачивания рудных элементов из базальтов на самом деле не встречает принципиальных противоречий.

Аргументация в пользу *магматогенного источника*, т.е. поступления рудных компонентов в составе магматических флюидов, построена в [2, 3] на интерпретации геолого-геохимических данных, которые можно разделить на следующие группы: 1) тектоническое положение выходов гидротерм; 2) величина теплового потока, 3) количество летучих компонентов в магматических расплавах, 4) коэффициенты фракционирования элементов между флюидом и расплавом, 5) состав магматических флюидов.

Тектоническое положение выходов гидротерм. В работе [3, с. 11] указывается, что локализация высокотемпературных гидротермальных систем контролируется глубинными разломами и узлами их пересечения, "где возникают промежуточные магматические очаги, связанные с сквозькоровыми зонами, по которым периодически внедряются мантийные расплавы и выделяется поток летучих". Однако в 1982 г. Р. Баллард и Ж. Франшето [24], проанализировав распределение известных к тому времени на ВТП и Срединно-Атлантическом хребте гидротермальных полей, показали, что они приурочены к приподнятым участкам гребней срединно-океанических хребтов (СОХ), как правило, наиболее удаленным от трансформных разломов. Результаты новейших работ выявили необходимость учета кроме трансформных разломов более мелких нарушений сплошности осей хребтов, но в целом уверенно подтвердили ранее выявленную закономерность [29, 33]. Пространственная связь гидротерм с зонами пересечения оси рифта трансформными разломами наблюдается только в Красном море. Специфика этого случая связана с основной особенностью гидротерм Красного моря – рассолы (горячие металлоносные и холодные неметаллоносные) тяжелее, чем морская вода. Поэтому они накапливаются здесь во впадинах оси рифта, тяготеющих к трансформным разломам.

Отсутствие связи высокотемпературных гидротерм в океане с трансформными разломами показывает, что само по себе выделение потока летучих из мантии (без внедрения расплава), по-видимому, не приводит к активной гидротермальной деятельности в СОХ.

Величина теплового потока. Для обоснования реальности поступления глубинных флюидов в [3] приводится ссылка на монографию В.И. Кононова: "Прогрев этих систем не может быть обеспечен только очагом кондуктивного регионального теплового потока" и "требуется дополнительный приток глубинного тепла, связанный либо с кондуктивным прогревом от неглубоко залегающих магматических очагов, либо с поступлением высоконагретого парогазового флюида" [8, с. 35].

В цитируемой работе В.И. Кононова вывод о необходимости подтока глубинного флюида – теплоносителя сделан на примере гидротерм п-ова Рейкьянес (Исландия), где приповерхностная магматическая камера не зафиксирована [8, с. 75]. В СОХ существование под рудообразующими гидротермальными системами приповерхностных (порядка 1–2 км) выступов кровли магматических очагов установлено комплексом геофизических методов [32], и следовательно, наличие потока глубинного теплоносителя становится необходимым. Действительно, расчеты, выполненные многими авторами, показали, что необходимые величины теплового потока непротиворечиво объясняются и без участия магматических флюидов [28 и др.]. Это не противоречит и приведенному выше выводу из работы [8].

Количество летучих компонентов в магматических расплавах. В работе [2] Г.Ю. Бутузова подвергает сомнению низкие оценки содержания H_2O в первичных магмах СОХ ($0,1\%^1$ по П. Уилли), и опираясь на данные, приведенные в работах [14–16], полагает, что исходные магмы СОХ содержат гораздо больше воды (несколько процентов). В свете этого содержания воды $0,3–0,4\%$ в толеитовых базальтах СОХ и Красного моря оценивается ею предположительно как результат удаления в составе флюидов в ходе кристаллизации магматического расплава.

Многочисленные исследования содержаний летучих компонентов в настоящее время убедительно доказывают, что базальтовые расплавы, формирующиеся в СОХ, существенно беднее летучими компонентами, чем расплавы активных океанических окраин [20]. С учетом этого данные, использованные Г.Ю. Бутузовой, не представительны для магматических расплавов СОХ. Оценка [16] относится к базальтам подвижных поясов, т.е. к областям древних океанических окраин. Офиолитовый комплекс Троодос, образцы из которого исследованы А.В. Соболевым и В.Б. Наумовым, также представляют собой фрагмент коры, сформированный в окраинно-океанической обстановке [15].

Ферробазальты разлома Сикейрос (Тихий океан), изученные И.Д. Рябчиковым и др. [14], относятся к сравнительно редко встречающемуся в СОХ типу базальтов. По данным петрологических исследований [40], они представляют собой результат глубокого фракционирования толеитовых расплавов, протекающего в условиях маленьких изолированных магматических тел (типа силлов и даек). В условиях крупных тел такая степень фракционирования не достигается. При кристаллизационной дифференциации толеитовых расплавов вода ведет себя как некогерентный компонент и накапливается в остаточном расплаве. Как показали исследования летучих компонентов в ферробазальтах и андезитах Галапагосского рифта [27], концентрация H_2O может в этих условиях достигать $1,5\%$ при исходных концентрациях $0,1–0,3\%$. В статье [2] смешиваются два разных понятия, использованные в работе [14]: "примитивный родоначальный расплав" (т.е. до дифференциации) и "расплав до начала кристаллизации ферробазальта" (т.е. претерпевший кристаллизационную дифференциацию в очаге). Приведенная Г.Ю. Бутузовой величина $1,5–3\%$ относится к отдифференцированному расплаву и, очевидно, не может быть распространена на все базальтовые расплавы СОХ.

В настоящее время получено большое количество данных по содержаниям воды в закалочных стеклах базальтов дна океана, которые дают наиболее надежную информацию о свойствах расплавов [22]. Эти содержания составляют всего $0,1–0,4\%$. Интерпретация данных (в том числе с учетом изотопных отношений водорода, фиксирующих процессы дегазации [42]) приводит к средним содержаниям воды в родоначальных магмах порядка $0,2\%$ [30, 31, 42]. При малом содержании магмы СОХ не донасыщены в отношении паров воды в условиях промежуточных очагов [22] и поэтому отделение существенно водных флюидов здесь невозможно. Действительно, исследования состава газовых включений в базальтах и базальтовых закалочных стеклах СОХ показывают, что они заполнены почти чистым CO_2 [23, 35 и др.]. В тех случаях, когда удается определить и содержание воды во включениях, она составляет менее $3–6\%$. Полученные данные согласуются с результатами теоретического анализа [22], согласно которым величина $CO_2/(CO_2 + H_2O)$ больше $0,95$ при давлениях выше $0,5–1$ кбар (что соответствует глубинам $1–3$ км для промежуточных магматических камер). Эти данные показывают, что вынос воды в составе флюида при дегазации расплава относительно невелик. Важно отметить, что отделяющийся от базальтового расплава флюид имеет существенно углекислый состав.

Коэффициенты фракционирования элементов между флюидом и расплавом (K_p). На основе экспериментальных исследо-

¹ Здесь и далее количество воды выражено в массовых процентах.

Таблица 3

Оценка необходимой доли магматогенного флюида по величинам коэффициентов распределения "расплавы – флюид"

Элемент	K_p [21]	Содержание, мг/кг			Необходимая доля магматогенного флюида в составе гидротермального раствора, %
		в базальте [3]	предельная оценка для флюида по K_p	в гидротермальных растворах 21° с.ш. ВТП [43]	
Cu	5	81	405	0,6–2,8	1
Zn	0,5	78	39	5,8–6,9	15–18
Pb	0,45	2	0,9	0,04–0,07	4–8

Таблица 4

Оценка необходимой доли магматогенного флюида по составу газоконденсатов БТТИ

Элемент	Содержание, мг/кг		Необходимая доля магматогенного флюида, %
	в гидротермальных растворах 21° с.ш. ВТП [43]	в газах БТТИ [11] (средние значения)	
Cu	0,6–2,8	6,4	9–44
Zn	5,8–6,9	33	18–21
Ag	0,0028–0,0041	0,0034	> 82
Cd	0,016–0,020	1,07	1–2
Pb	0,04–0,074	1,42	3–5
Co	0,004–0,013	0,018	20–72

ваний И.Д. Рябчикова, Н.И. Хитарова, С.Д. Малинина и др. в работе [3] указывается на возможность извлечения из магмы и переноса рудных элементов в составе водно-хлоридных флюидов. Такое качественное решение вопроса сомнений, конечно, не вызывает. Однако для проблемы соотношения источников металлов важна количественная оценка, отсутствующая в работе [3]. Причина этого понятна – почти все опубликованные данные по K_p в системе "расплавы – флюид" относятся к расплавам кислого (гранитного) состава [10, 21]. Кроме того, и солевой состав флюидов, выделяющихся из расплавов в срединных хребтах, неизвестен. В этих условиях представляется важным получение хотя бы полуколичественных, предельных оценок.

Данные по K_p петрогенных элементов между базальтовым расплавом и водными флюидами разного состава недавно опубликованы Н.С. Горбачевым и Г.А. Каширцевой [5]. Они на один-два порядка ниже, чем для гранитных расплавов согласно сводке [10]. Хотя прямое сопоставление данных невозможно (опыты при разных температурах и различающихся составах флюидов), оно позволяет использовать K_p системы "гранитный расплав – флюид" как верхнюю предельную оценку. Если же учесть, что флюиды СОХ имеют главным компонентом CO_2 , что снижает их экстрагирующую способность, то надежность такого выбора увеличивается.

Используя значения K_p из работы [21], по содержанию Cu, Zn и Pb в толеитовых базальтах рассчитаем предельное содержание металлов во флюиде, а затем, сопоставив эти значения с содержанием этих элементов в гидротермах ВТП, оценим необходимую долю магматических флюидов. Из данных, приведенных в табл. 3, видно, что с точки зрения K_p для обеспечения наблюдаемой металлонос-

ности гидротерм ВТП доля магматогенного флюида должна быть в них не менее нескольких процентов.

Состав магматических флюидов. Этот вопрос решается в [3] на основе аналогии с газоконденсатами вулкана Толбачик [11]. Полагая их геохимически близкими к составу термальных растворов и сульфидных руд океана, Г.Ю. Бутузова делает предположение о важной роли флюидного источника металлов в гидротермально-осадочном рудогенезе.

Необходимо отметить, что подобная аналогия не вполне корректна: твердые продукты Большого Трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) петрологически близки не к базальтам СОХ, а к базальтам океанских островов [18]. В вулканических газах БТТИ резко преобладают пары воды (H_2O 83,5% и CO_2 5,55% [11]), что также сближает их с вулканизмом океанских островов, тогда как во флюидах базальтовых расплавов СОХ соотношение H_2O и CO_2 прямо противоположное. Это должно сильно отражаться на переносе рудных элементов. Но даже если допустить такую аналогию, то, как показывает простой расчет (табл. 4), для обеспечения необходимой металлоносности гидротерм ВТП потребовалось бы весьма существенное участие флюидов "толбачинского" типа. Для главных рудных элементов — Cu и Zn доля их должна была бы составлять первые десятки процентов.

Таким образом, анализ данных, использованных в [2, 3], свидетельствует об отсутствии строгих доказательств широкомасштабного поступления на поверхность магматогенных флюидов в СОХ. В то же время для обеспечения наблюдаемой металлоносности гидротерм ВТП по Cu, Zn, Ag, Pb (не говоря уже о Fe и Mn) *минимальная необходимая доля* этих флюидов должна составлять $n - n \cdot 10\%$. Подобные их количества должны были бы надежно фиксироваться изотопными методами.

Таким образом, ключевым моментом для определения роли магматогенных флюидов в гидротермальном рудогенезе становится их соотношение с морской водой, циркулирующей в гидротермальной системе. При этом достаточной для принципиального решения вопроса ("значительная — незначительная") оказывается даже оценка предельной, максимальной возможной доли магматогенных флюидов в системе. Получить такую предельную оценку можно различными путями.

Долю магматогенного флюида можно оценить, сравнив выделение летучих из мантии с потоком воды в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов. Первая величина, согласно теоретической модели эволюции Земли О.Г. Сорохтина, составляет около 10^{14} г/год [4, с. 146–147]. Расчет количества воды, поступающего из мантии в срединно-океанических хребтах, выполненный в работе [30] по данным о содержании H_2O в базальтовых расплавах, дает близкую величину $(1,1 \pm 0,3) \cdot 10^{14}$ г/год. Несколько большая величина — $5 \cdot 10^{14}$ г/год приведена в работе [17]. Величина глобального потока воды, проходящего через гидротермальные системы СОХ, рассчитывалась многими авторами, и полученные значения находятся в пределах $10^{17} - 10^{18}$ г/год [41]. Неопределенность в пределах порядка связана с тем, что неизвестна средняя температура изливающихся вод. Минимальный объем (10^{17} г/год) получается при наивысшей (350°C) температуре.

Из этих величин следует, что доля магматогенной составляющей в гидротермах не может превышать 0,1–0,5%. Эта оценка, вероятно, завышена, так как в ней предполагается, что вся вода, выделяющаяся из мантии, не остается в породе и поступает в гидротермы, а все гидротермы — очень горячие (350°C). В то же время оценка носит глобальный характер и не может исключать локальные вариации.

Одной из главных особенностей флюидов, отделяющихся от базальтовых расплавов СОХ, является их существенно углекислый состав. Это позволяет использовать CO_2 как "геохимическую метку" для определения возможного участия магматогенных флюидов в составе гидротерм дна океана. Количество CO_2

в гидротермальных растворах на 21° с.ш. ВТП составляет всего 5,72 ммоль/кг (или 0,025 мас.%) [44], на 13° с.ш. ВТП — 10,8–16,7 ммоль/кг (или 0,05–0,07 мас.%) [34]. С учетом содержания других компонентов это соответствует доле магматического флюида 0,03–0,1%. Эта величина, по-видимому, превышает истинную долю флюида, потому что CO₂ может попадать в гидротермальный раствор и из других источников — вместе с циркулирующей в системе морской водой и при вымывании из базальтов захваченных ими газов.

Из сравнения полученных величин с данными табл. 3 и 4 видно, что *максимальная возможная доля* магматогенного флюида на один-два порядка ниже, чем минимально необходимая для обеспечения наблюдаемой металлоносности гидротерм СОХ. В то же время, как указывалось выше, гипотеза гидротермального выщелачивания металлов из базальтов позволяет непротиворечиво описать полученные результаты.

Поэтому невозможно согласиться с выводом Г.Ю. Бутузовой о ведущей роли магматогенных флюидов в рудогенезе срединно-океанических хребтов в отношении сульфидообразующих элементов (Cu, Zn и др.). Проведенный анализ показывает, что в исследованных в настоящее время гидротермальных системах срединно-океанических хребтов их роль в рудогенезе невелика.

Литература

1. Баранов Э.Н. Геохимические ореолы выноса металлов — источники рудного вещества и показатели условий образования колчеданных месторождений // Геохимия в локальном металлогенетическом анализе. Т. 1. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 205–207.
2. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном рудогенезе. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые, 1986. № 5. С. 3–18.
3. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном рудогенезе. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые, 1986. № 6. С. 3–18.
4. Геофизика океана. Т. 2 / Под ред. Сорохтина О.Г. М.: Наука, 1979. 273 с.
5. Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. Экспериментальное исследование флюидно-магматического взаимодействия // XI Всес. совещ. по экспериментальной минералогии (тез. докл.) Черно-головка, 1986. С. 45–46.
6. Колонин Г.Р., Гаскова О.Л. Комплексообразование железа, кобальта, никеля и меди в водных растворах с неорганическими лигандами (обзор литературных данных). Новосибирск, 1984. 55 с. Деп. в ВИНТИ, № 7151–84.
7. Колчеданные месторождения мира / Под ред. Смирнова В.И. М.: Недра, 1979. 284 с.
8. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 215 с.
9. Кривцов А.И., Макеева И.Т. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: ВИНТИ, 1981. 133 с.
10. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав — флюид // Геохимия, 1984. № 2. С. 183–196.
11. Меньяйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности вулканических газов // Большое Трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 285–309.
12. Попов В.А., Краснов С.Г., Айнемер А.И., Черкашев Г.А. Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги // Зап. ВМО, 1985. Ч. СХIV. Вып. 4. С. 410–427.
13. Рудницкий В.Ф. Миграция вещества при формировании уральских колчеданных месторождений // Геохимия, 1987. № 6. С. 813–823.
14. Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Дмитриев Ю.И., Муравицкая Г.Н. Вода в родоначальной магме океанских ферробазальтов // Геохимия, 1984. № 2. С. 209–216.
15. Соболев А.В., Наумов В.Б. Первое прямое доказательство присутствия H₂O в ультраосновном расплаве и оценка ее концентрации // Докл. АН СССР, 1985. Т. 280. № 2. С. 458–461.
16. Таусон Л.В. Гранитоидные магмы как источники рудного вещества эндогенных месторождений // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 43–58.
17. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Баланс вод современного осадочного процесса // Докл. АН СССР, 1986. Т. 287. № 6. С. 1465–1469.
18. Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Будников В.А., Цурипа А.И. Петрология продуктов извержения // Большое Трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 223–284.
19. Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984. С. 39–252.

20. Фролова Т.И., Гуцин А.В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1981. № 4, С. 3–16.
21. Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Е.Б., Шибанова Н.П. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом гранитного состава при высоких температурах и давлениях // Геохимия. 1981. № 8. С. 1094–1099.
22. Шилобреева С.Н., Кадиш А.А., Луканин О.А. Дегазация магм океанического дна как отражение режима летучих компонентов в области магмообразования // Геохимия. 1983. № 9. С. 1257–1274.
23. Шнюков Е.Ф., Калужный В.А., Ширица А.С. и др. Газовые флюиды контактовых базальтов дна Индийского океана (по реликтовым включениям) // Условия образования рудных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1986. С. 442–447.
24. Ballard R.D., Francheteau J. The relation between active sulfide deposition and axial processes of the mid-oceanic ridge // Marine Technol. Soc. J. 1982. V. 16. N 3. P. 8–22.
25. Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: implications for the origin to sea-floor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 25. N 3. P. 385–398.
26. Bischoff J.L., Rosenbauer R.G., Aruscavage P.J. et al. Sea-floor massive sulfide deposits from 21° N E.P.R., Juan de Fuca Ridge and Galapagos Rift: bulk chemical compositions // Econ. Geol. 1983. V. 78. N 8. P. 931–943.
27. Byers C.D., Muenow D.W., Garsia M.O. Volatiles in basalts and andesites from the Galapagos Spreading Center, 85° to 86° W // Geochim. et Cosmochim. Acta 1983. V. 47. N 9. P. 1551–1558.
28. Cann J., Strens M., Rice A. A simple magma-driven thermal balance model for the formation of volcanogenic massive sulphides // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 76. P. 123–134.
29. Crane K. The distribution of geothermal fields along the mid-ocean ridge: an overview // Bull. Biol. Soc. Wash. 1985. N 30. P. 3–18.
30. Ito E., Harris D.M., Anderson A.T. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. N 9. P. 1613–1624.
31. Kyser T.K., O'Neil J.R. Hydrogen isotope systematics of submarine basalts // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. N 10. P. 2123–2133.
32. Macdonald K.C. Crustal processes at spreading centers // Rev. Geophys. Space Phys. 1983. V. 21. N 6. P. 1441–1455.
33. Macdonald K.C., Haymon R.M., Perram L.J. 13 new hydrothermal vent sites found on the East Pacific Rise // EOS. 1986. V. 67. N 44. P. 1232.
34. Merlivat L., Pineau F., Javoy M. Hydrothermal vent waters at 13° N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. N 1. P. 100–108.
35. Moore J.G., Batchelder J.N., Cunningham C.G. CO₂-filled vesicles in mid-ocean basalts // J. Volcanol. Geothermal Res. 1977. V. 2. P. 309–327.
36. Natland J.H. Effect of axial magma chambers beneath spreading centers on the compositions of basaltic rocks // Initial Reports of DSDP. Wash., 1980. V. 54. P. 833–850.
37. Richardson C.J., Cann J.R., Richards H.C., Cowan J.G. Metal-depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. N 2/3. P. 243–253.
38. Rosenbauer R.J., Bischoff J.L. Uptake and transport of heavy metals by heated seawater: a summary of the experimental results // Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. 1983. P. 177–197.
39. Seyfried W.E., Mottl M.J. Hydrothermal alteration of basalts by seawater under seawater-dominated conditions // Geochim. et Cosmochim. acta. 1982. V. 46. N 6. P. 985–1002.
40. Seyfried W.E., Janecky D.R. Heavy metal and sulfur transport during subcritical and supercritical hydrothermal alteration of basalt: Influence of fluid pressure and basalt composition and crystallinity // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. N 12. P. 2545–2560.
41. Sleep N.H., Wolery T.J. Egress of hot water from mid-ocean ridge hydrothermal systems: some thermal constraints // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. Ser. B. N 12. P. 5913–5922.
42. Taylor B.E. Magmatic volatiles: isotopic variation of C, H and S // Rev. Mineralogy. 1986. V. 16. P. 185–225.
43. Von Damm K.L., Edmond J.M., Grant B.C. et al. Chemistry of submarine hydro-thermal solutions at 21° N, East Pacific Rise // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. N 11. P. 2197–2220.
44. Welhan J.A., Craig H. Methane, hydrogen and helium in hydrothermal fluids at 21° N on the East Pacific Rise // Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. 1983. P. 391–409.

Московский государственный
университет

ВНИИОкеангеология,
Ленинград

Поступила в редакцию
27.X.1987

УДК 550.4:553.065

**ЕЩЕ РАЗ К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКЕ МЕТАЛЛОВ
В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ОКЕАНСКОМ РУДОГЕНЕЗЕ***

Бутузова Г.Ю.

В статье рассмотрены некоторые аспекты проблемы источников металлов в гидротермально-осадочном рудообразовании в связи с критическими замечаниями Д.В. Гричука и С.Г. Краснова.

Вопрос об источниках вещества занимает одно из наиболее важных мест в проблеме генезиса гидротермально-осадочных металлоносных и рудных накоплений в активных зонах Мирового океана. Широкое обсуждение этой проблемы в геологической литературе не привело исследователей к единой точке зрения на формирование химического состава океанских гидротерм и образующихся при их разгрузке разнообразных минеральных отложений.

В последние годы большую популярность приобрела гипотеза о ведущей роли в поставке металлов их экстракции из пород океанической коры. Существенное влияние этого процесса на изменение состава морской воды в ходе ее миграции через базальты не вызывает сомнений. Однако некоторые исследователи придают коровому источнику универсальный характер, практически отрицая возможное участие в океанском гидротермальном рудообразовании магматогенных флюидов.

В двух работах [3, 4] была предпринята попытка анализа имеющихся в литературе геолого-тектонических, минералого-геохимических, изотопных и экспериментальных данных, касающихся проблемы источников вещества в гидротермально-осадочном рудогенезе. При этом на качественном уровне было высказано предположение о важной роли флюидной фазы магматических расплавов в поставке рудных компонентов, и прежде всего таких сульфидобразующих металлов, как Cu, Zn, Pb и др.

Это положение подвергнуто обстоятельной критике в статье Д.В. Гричука и С.Г. Краснова, которые все наблюдаемые факты и закономерности распределения элементов в растворах и рудных отложениях рассматривают с позиции гипотезы гидротермального выпщелачивания базальтов [8].

Не разбирая всех аспектов обсуждаемой проблемы, остановимся на некоторых, наиболее важных ее сторонах.

По мнению Д.В. Гричука и С.Г. Краснова, для принципиального решения вопроса о роли магматогенных флюидов в гидротермальном рудогенезе достаточно определить их долю и соотношение с морской водой в циркулирующей гидротермальной системе. С этим положением трудно не согласиться при условии, что оценка эта достаточно убедительна, достоверна и базируется на надежной фактической основе.

Рассмотрим подробнее те способы и приемы, с помощью которых в работе оценивается максимально возможная доля магматической составляющей в океанских гидротермах. Она определяется двумя независимыми путями.

Первый путь заключается в сопоставлении глобальных данных по среднему

* Ответ на критические замечания Д.В. Гричука и С.Г. Краснова [8].

ежегодному выделению летучих из мантии и общему потоку воды в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов. Расчет общего потока летучих основан на теоретической модели эволюции Земли О.Г. Сорохтина [7], а количество мантийной воды оценивается по средним содержаниям H_2O в базальтовых расплавах [16].

Вряд ли такого рода глобальные оценки можно использовать для конкретных рудообразующих систем, связанных с вполне определенной стадией развития магматического процесса. При расчетах не принимается во внимание также пульсационный характер гидротермальной деятельности, предполагающий возможные изменения количества флюидной фазы как во времени, так и в разных системах; прямые же данные по содержанию магматогенной составляющей в гидротермах в настоящее время в литературе отсутствуют прежде всего в связи с методическими трудностями ее определения. Отметим, что и сами авторы совершенно справедливо не исключают "локальных вариаций" в разных гидротермальных системах, степень которых оценить пока не представляется возможным.

Второй путь оценки предельно возможной доли магматических флюидов в гидротермах базируется на данных по содержанию в них углекислоты. Более того, авторы используют CO_2 как "геохимическую метку", определяющую присутствие и количество магматогенной фазы в современных гидротермах дна океана.

С этим положением трудно согласиться по следующим причинам.

В составе газовой фазы высокотемпературных растворов наряду с CO_2 всегда присутствуют такие газы, как H_2 , CH_4 и He определенного изотопного состава, при этом единственным достоверным показателем наличия в термальных флюидах мантийной составляющей считается величина отношения изотопов 3He и 4He , так называемая изотопно-гелиевая метка. В целом для областей высокой тектономагматической активности, и прежде всего для глобальной системы рифтовых зон, характерен водородный тип термальных вод, причем содержание H_2 , как правило, тесно связано с поступлением мантийного гелия и может достигать высоких значений [10].

Что касается CO_2 , то именно это соединение не может рассматриваться как "геохимическая метка" и тем более служить основой для количественных расчетов, поскольку, с одной стороны, не все количество CO_2 в изливающих на дно гидротермах имеет магматогенную природу, о чем свидетельствуют широкие вариации изотопного состава углерода, с другой — углекислота расходуется при миграции растворов в широко распространенных процессах вторичной карбонатизации базальтов. Известно, что карбонаты (кальцит, реже арагонит) часто заполняют пустоты в базальтах, а также образуют выделения в виде разнообразных по форме и размерам прожилков и линзовидных включений. Учитывая, что в свежих неизмененных базальтах CO_2 либо отсутствует, либо находится в ничтожно малых количествах (сотые доли процента), образование вторичных карбонатов происходит не путем мобилизации CO_2 из вмещающих пород, а за счет первичной, глубинной углекислоты, содержащейся в термальных растворах.

Механизм гидротермального карбонатообразования наиболее подробно рассмотрен в работах С.Д. Малинина, при этом показано, что при температурах выше $250-300^\circ C$ отложение карбонатов происходит вследствие одновременного снижения давления и температур [12].

Таким образом, реальные количества CO_2 , определяемые в составе гидротерм в приповерхностных условиях, ни в коей мере не отвечают первичным содержаниям глубинной углекислоты и не могут служить основой для оценки доли магматогенного флюида.

Минимально необходимая доля магматогенного флюида также оценивается на основании косвенных данных — по расчетным коэффициентам распределения в системе "расплав — флюид", относящихся к гранитам, и по составу газоконденсатов современного извержения вулкана Большой Толбачик. Такого рода расчеты

не отражают реальных количеств минимально необходимой доли глубинного флюида хотя бы потому, что магматогенный источник — не единственный поставщик металлов, а вклад различных источников в настоящее время количественно определить невозможно. Оценка предельной доли флюида, обеспечивающей реальные концентрации металлов в гидротермах, по составу газоконденсатов извержения вулкана Большой Толбачик тем более непредставительна, если иметь в виду значительный разброс содержаний элементов в отдельных пробах (Cu на три порядка, Zn > в 150 раз, Ag на два порядка и т.п.) и учитывать то обстоятельство, что авторы работы специально подчеркивают ориентировочный характер расчетов выноса металлов [2]. Полученные данные отражают главным образом геохимическую специфику состава летучих компонентов.

Изложенные выше факты и соображения ставят под сомнение правомерность и доказательность одного из наиболее принципиальных выводов Д.В. Гричука и С.Г. Краснова о том, что "максимальная возможная доля магматогенного флюида на один-два порядка ниже, чем минимально необходимая для обеспечения наблюдаемой металлоносности гидротерм СОХ" [8, с. 130].

Коротко остановимся на геохимическом аспекте обсуждаемой проблемы.

В работе [4] были рассмотрены некоторые особенности химического состава сульфидных руд, которые, по нашему мнению, трудно объяснить только выщелачиванием базальтов. В частности, подчеркивалось отсутствие связи между содержаниями металлов в базальтах спрединговых зон, океанских гидротермах и сульфидных образованиях океанской коры. Д.В. Гричук и С.Г. Краснов пытаются опровергнуть это положение путем сопоставления отношений таких элементов, как Cu, Ag и Pb к Zn, считая их "геохимически близкими". Сопоставление проводилось по средним геометрическим значениям, при этом были использованы содержания элементов лишь в 3 пробах термальных растворов и 10 пробах сульфидных руд [8, табл. 2].

Прежде всего неясно, чем обусловлено использование в данном случае средних геометрических значений, поскольку функция распределения элементов не установлена, а более естественным и традиционным следует считать нормальное (гауссовское) их распределение, при котором вычисляются среднеарифметические, а не геометрические значения. Если учесть к тому же, что для расчетов было использовано недопустимо малое (3 и 10) число проб, а разброс величин отношений элементов в сульфидных рудах колеблется от 12 до 40 раз [8, табл. 2], то совершенно очевидна непредставительность полученных цифр, а следовательно, и слабая обоснованность вывода о близости отношений элементов в базальтах, гидротермах и сульфидных рудах дна океана.

Трудно согласиться также с объединением Cd, Zn, Pb и Ag в группу геохимически близких элементов как по "миграционным формам", так и по "сульфидообразующим свойствам" [8, с. 124]. Перечисленные элементы обладают различной степенью сродства с сульфидной серой, разной устойчивостью хлоридных комплексов — основной формы их переноса в термальных растворах и как следствие — различной миграционной способностью, что приводит к заметному их разделению в процессе рудоотложения. Проиллюстрируем это сравнением содержаний металлов в двух пробах термальных растворов (таблица).

Судя по температуре, величине pH и содержаниям элементов, первая проба отражает состав первичного гидротермального раствора, вторая — в значительной степени "отработанного", т.е. потерявшего часть компонентов в ходе рудоотложения.

Из данных, приведенных в таблице, следует, что в первую очередь и в максимальной степени из растворов извлекаются такие элементы, как Cu и Ag. Известно, что вкрапленная и жильная минерализация в базальтах характеризуется широким развитием сульфидов Cu, а в стенках рудоподводящих каналов отмечены повышенные содержания Ag и, в частности, обнаружен такой минерал, как теннантит $(\text{Cu}, \text{Ag})_{10} \cdot (\text{Fe}, \text{Zn}, \text{Cu})_2 \text{As}_4 \text{S}_{12}$ [18].

Элементы	I	II	III	Элементы	I	II	III
Fe	135,6	48,6	39,7	Pb	74,4	37,9	49,0
Cu	2,8	0,001	99,9	Ag	4,0	0,1	97,5
Zn	6,8	2,6	61,8	Cd	20,2	1,9	90,6

Примечание. Значение Fe, Cu, Zn приведены в мг/кг; Pb, Ag, Cd — в мкг/кг; I — раствор с $T = 350-355^\circ\text{C}$, pH 3,3; II — раствор с $T = 270-275^\circ\text{C}$, pH 3,8; III — "потеря" элемента в ходе рудоотложения, %.

Из трех основных сульфидообразующих элементов наименьшей подвижностью обладает медь, наибольшей — свинец; цинк занимает промежуточное положение (из термального раствора на 21° с.ш. выделилось, %: Cu — 99,9; Zn — 61,8; Pb — 49 (см. таблицу)).

Та же закономерность была отмечена нами ранее на примере рудоотложения во впадине Атлантис-II (Красное море) [6]. Так, в нижнем слое рассола содержание Cu ~ в 40 раз выше, чем в обычной морской воде, Zn ~ в 1000 раз, а Pb ~ в 10000 раз. По данным, приведенным в работе [13], коэффициенты концентрирования этих же элементов в иловых водах рудной толщи впадины Атлантис-II по сравнению с морской водой соответственно равны: для Cu — 107–654, Zn — 1600–2600, Pb — 88000–199000.

Богатые медью сульфидные накопления в Красном море строго приурочены к участкам разгрузки гидротерм, собственные минералы свинца в осадках не обнаружены [5].

Наиболее вероятная причина обнаруженной закономерности кроется в устойчивости миграционных (в основном хлоридных) комплексов элементов; установлено, что из трех главных халькофильных металлов (Cu, Zn, Pb) минимальной устойчивостью обладают комплексы Cu, максимальной — Pb [17].

Учитывая изложенное, а также крайне широкий разброс содержаний металлов в сульфидных рудах океанского дна, близость их отношений в растворах, рудных накоплениях и толеитовых базальтах должна скорее настораживать, а не использоваться в качестве аргумента, подтверждающего геохимическую связь рудообразования с процессами выщелачивания базальтов.

Гипотеза рециклинга и экстракции рудообразующих металлов из пород океанической коры предполагает существование обширных ореолов выноса в районах развития гидротермально-осадочных месторождений. Отметим, что даже сторонники этой гипотезы указывают на явное несоответствие между количеством концентрирующихся в рудах металлов, объемами базальтов, необходимыми для обеспечения этих количеств, и наблюдаемой степенью их гидротермального изменения.

Так, в работе [15] подсчитано, что для накопления 2 млн. т цинка в осадках впадины Атлантис-II (Красное море) при выщелачивании базальтов, содержащих в среднем $100 \cdot 10^{-4}\%$ этого металла, требуется 67 км^3 пород (тело размером $15 \times 4,5 \text{ км}^2$ при мощности в 1 км), при этом предполагается, что ~10% Zn рассеивается в пределах соседних площадей. В этой же статье высказано мнение, что рудные залежи на ВТП требуют выщелачивания значительно больших объемов базальтов, поскольку весьма значительные количества металлов рассеиваются на сравнительно широких площадях, а также частично остаются в базальтах, образуя вторичную минерализацию штокверкового типа.

Гипотеза гидротермального выщелачивания базальтов как единственного поставщика металлов в рудном процессе вступает также в противоречие с некоторыми геохимическими данными, полученными при изучении гидротермальных преобразований дна с ксена.

Так, согласно расчетам, приведенным в работе [11], основанным главным образом на материале глубоководного бурения, из базальтов срединно-океанических хребтов и подводных гор в результате гидротермальной деятельности ежегодно выносятся, млн. т: Fe — 117,5; Mn — 4,85; Ni — 0,9; Zn — 0,47; Cu — 0,29; Co — 0,17; т.е. никеля выносятся примерно в 2 раза больше, чем цинка, и в 3 раза больше, чем меди. Не касаясь достоверности полученных оценок отметим, что если бы только коровый источник был ответствен за поставку металлов, то, учитывая высокую степень сродства Ni с сульфидной серой, следовало бы ожидать высокие его концентрации в сульфидных рудах дна океана, либо накопления Ni в составе вторичных минеральных образований базальтового фундамента. Тем не менее анализ фактического материала свидетельствует о крайне низких значениях Ni в сульфидных рудах дна океана (в массивных сульфидах 21° с.ш. ВТП и хр. Хуан-де-Хука содержится, %: Ni — $2 \div 8 \cdot 10^{-4}$, Cu — до 10, Zn — до 60. Не наблюдается также обогащения никелем продуктов гидротермальной деятельности, развитых в толще океанических базальтов [11]. Геохимические особенности сульфидных образований океанической коры легче укладываются в рамки гипотезы активного участия магматогенных флюидов в процессе гидротермального рудогенеза и в целом согласуются с подвижностью (летучестью) металлов при отделении их от расплава [2, 4].

Что касается теплового баланса гидротермальных систем, то здесь важно обратить внимание на данные, опубликованные в последней сводной работе П. Роньи, посвященной анализу гидротермальных процессов в центрах спрединга океанского дна [14]. В работе подчеркивается, что в спрединговых зонах Мирового океана гидротермальная конвекция происходит почти повсеместно, а рудообразующие системы развиты локально, в условиях аномально высоких градиентов температур, резко отличающихся от фонового уровня и требующих дополнительного источника тепла.

Напомним, что В.И. Кононовым путем соответствующих расчетов также была показана необходимость дополнительного (к кондуктивному) привноса тепла в наиболее мощные гидротермальные системы, причем в качестве наиболее вероятной формы этого привноса предполагается поступление в систему высокотемпературных парогазовых флюидов [10]. Отмечается также и возможность непосредственного внедрения магматического расплава в гидротермальную систему, что показано на примере месторождения Крабла в Срединной неовулканической зоне Исландии, являющейся наземным продолжением рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.

Наиболее вероятными тепло- и массоносителями являются промежуточные магматические камеры, пространственная связь гидротермальной деятельности с которыми достаточно надежно установлена, в том числе и в Красном море [1].

В заключение отметим, что анализ факторов и гипотез по проблеме источников в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе дает основание предполагать полигенность большинства компонентов гидротерм, при этом, к сожалению, приходится признать, что современный уровень наших знаний не позволяет достаточно надежно с помощью цифр оценить вклад или долю участия в этом процессе генетически разных компонентов.

Тем более важным представляется всестороннее исследование этой проблемы, обсуждение альтернативных точек зрения с учетом нового фактического материала, что в конечном итоге приблизит нас к пониманию истинных природных закономерностей.

Литература

1. Альмухамедов А.И., Каишинцев Г.Л., Матвеевков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение / Под ред. Федотова С.А. М.: Наука, 1974. 637 с.

3. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 3–18.
4. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном рудогенезе. Сообщение 2. // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 3–18.
5. Бутузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 3–23.
6. Бутузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 2. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 11–32.
7. Геофизика океанов. Т. 2 / Под ред. Сорохтина О.Г. М.: Наука, 1979. 273 с.
8. Гричук Д.В., Краснов С.Г. Об источниках рудообразующих элементов в современных гидротермах дна океана // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 123–131.
9. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 212 с.
10. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах // Геохимия. 1982. № 2. С. 163–177.
11. Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 252 с.
12. Малинин С.Д. Физико-химическая характеристика углекислых гидротерм // Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука, 1965. С. 40–96.
13. Пушкина З.В., Степанец М.И., Орлова Л.П., Синани Т.И. Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, V, Si в иловых водах рудоносных осадков Красного моря (впадины Атлантик-II и Дискавери) // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 6. С. 62–69.
14. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.
15. B  cker H., Lange G. Recent hydrothermal metal accumulation, products and conditions of formation // Marine minerals advances in research resource assessment. NATO. Asi Ser. 1987. P. 317–336.
16. Ito E., Harris D.M., Anderson A.T. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. V. 47. № 9. P. 1613–1624.
17. Helgeson H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems et elevated temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. P. 729–804.
18. Oudin E. Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21°N). Pt 1 // Marine Mining. 1983. V. 4. № 1. P. 39–72.
19. Von Damm K.L., Edmond G.M., Grant B., Measures C.G. Chemistry of Submarine hydrothermal solutions at 21°N, East Pacific Rise // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. № 11. P. 2197–2220.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
20.IV.1988

Краткие сообщения

УДК 552.52:551.732 (571.56)

СЕПИОЛИТ ИЗ СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Колесников В.Л., Клименко С.И., Колесникова М.А.

Сепиолит — триоктаэдрический слоисто-ленточный магнезиальный гидросиликат относительно редко встречается в виде самостоятельных слоев в палеозойских осадочных толщах Сибирской платформы, и поэтому несомненный интерес представляет первая находка его авторами в среднекембрийских отложениях Ботуобинского района на юго-западе Якутской АССР, в бассейне среднего течения р. Вилуя, где он вскрыт скважинами на глубинах от 250 до 658 м (фиг. 1).

Все проявления сепиолита в районе приурочены к выделяемой авторами чернышевской свите среднего кембрия, отложения которой ранее относились к верхней пестроцветной пачке метегерской свиты среднего кембрия. Чернышевская свита (фиг. 2) залегает на сероцветных карбонатно-сульфатных породах и имеет следующий состав (снизу).

1. Мергели доломитовые с алевропесчаной примесью, загипсованные, красно-бурые и серовато-зеленые, участками гипсоносные брекчиевидные глины или мелкообломочные карбонатные брекчи с глинистым и карбонатно-сульфатным цементом, разнозернистые глинистые песчаники, иногда песчанистые доломиты; в глинистой фракции пород установлены гидрослюда, хлорит, смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонит, корренсит, следы сепиолита (5,6–10,6 м).

2. Доломиты, реже известняки, часто глинистые, участками окремненные и строматолитовые со стилолитовыми швами, с гнездами и прослоями (до 0,5 м) гипсоангидрита, сероцветные (10,0–17,3 м).

3. Мергели доломитовые с примесью алевропесчаного материала, иногда брекчиевидные, с гнездами или прослоями гипсоангидрита, красноцветные. Глинистая фракция мергелей состоит из корренсита, хлорита и гидрослюда (0,0–2,2 м).

4. Гипсосепиолитовые тонколистоватые сланцы, загипсованные сепиолитовые глины, иногда с примесью смешанослойного минерала, талька и талькоподобного минерала, гидрослюда (0,5–6,5 м).

5. Мергели доломитовые, массивные с гнездами гипса, красноцветные, участками с мало-мощными прослоями оолитовых доломитов серого цвета, в верхней части иногда загипсованные слабопесчанистые аргиллиты красно-бурого, вишневого и серовато-зеленого цвета. В составе глинистой фракции пород установлены корренсит, смешанослойные минералы (хлорит-монтмориллонит и реже иллит-монтмориллонит), хлорит, гидрослюда, смектит, сепиолит, тальк (10,9–17,0 м).

6. Доломиты, известковистые доломиты, реже известняки сероцветные, часто окремненные, глинистые, с гнездами гипса и ангидрита, местами пористые (0,0–6,7 м).

7. Мергели доломитовые, массивные, красноцветные, иногда с зеленоватыми пятнами, загипсованные. Глинистый материал мергелей представляет гидрослюдой, хлоритом, смешанослойным минералом хлорит-монтмориллонитом, корренситом, иногда с примесью сепиолита (1,0–9,6 м).

8. Доломиты, известняки тонко- и микрозернистые, окремненные, глинистые, массивные, часто с раковистым изломом, с гнездами гипса, сероцветные, редко с розовато-зеленоватым оттенком. Кремень серого цвета образует овальные или неправильной формы стяжения размером до 10×5 см (1,2–5,3 м).

Выше залегают пятнистые красноцветные мергели верхоленской свиты. Общая мощность чернышевской свиты 35–60 м. По своему составу и положению в разрезе она соответствует переходному комплексу между соленосной и красноцветной формациями, выделяемому [1] на юге Сибирской платформы.

В глинистой фракции пород, подстилающих чернышевскую свиту, развиты гидрослюда и хлорит, участками с примесью корренсита и смешанослойного минерала хлорит-монтмо-

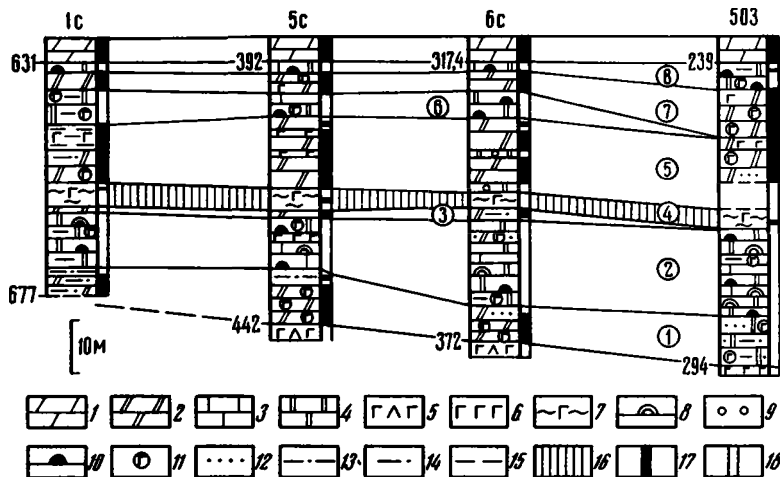
Фиг. 1. Схема расположения изученных скважин

Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов изученных скважин по линии I-I

1, 2 – мергели (1 – известковые, 2 – доломитовые); 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – гипсо-ангидриты; 6 – гипсы; 7 – гипсосеипиолитовые глины; 8 – строматолиты; 9 – оолиты; 10 – окремнение; 11 – гнезда гипса; 12 – песчаники; 13 – песчаные глины; 14 – примесь алевроитового материала; 15 – то же, глинистого; 16 – горизонт сеипиолитовых глин; 17 – красноцветные породы; 18 – сероцветные породы. Цифры в кружках 1–8 – литологические слои



Фиг. 1



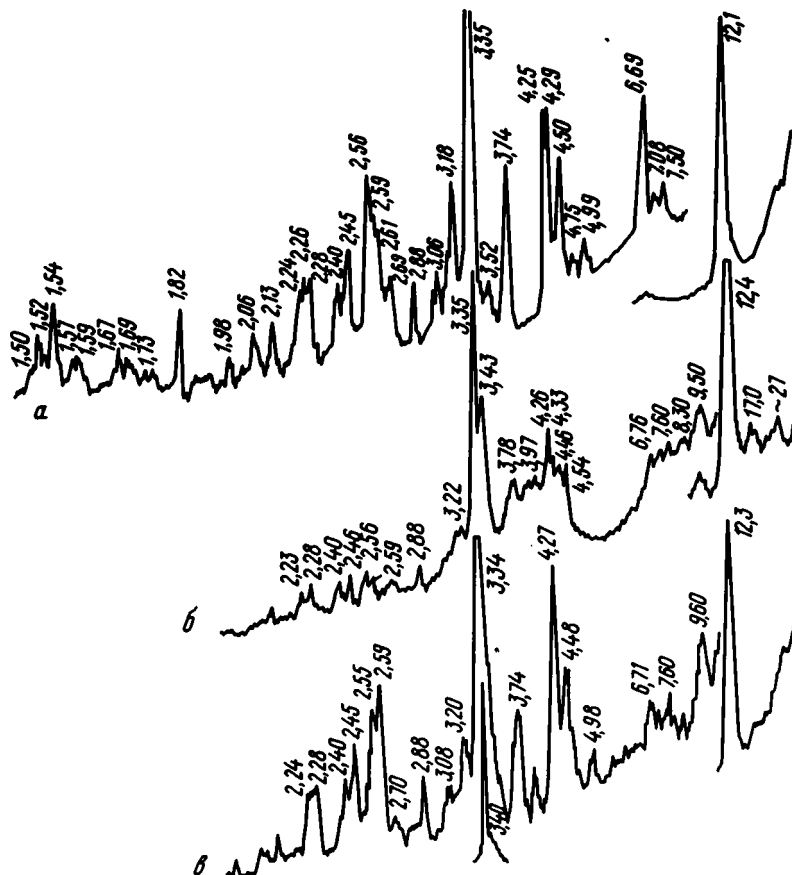
Фиг. 2

риллонита, а в перекрывающих красноцветах – гидрослюда и хлорит. Как видно из приведенного описания чернышевской свиты, состав глинистой фракции (менее 0,001 мм) пород весьма разнообразен. Он изучался рентгеноструктурным анализом [9] на аппарате ДРОН-2,0 (трубка БСВ-10 с CuK_α -излучением).

Гипсосеипиолитовые сланцы и загипсованные сеипиолитовые глины (слой 4) прослеживаются на всей изученной площади в виде самостоятельного слоя (см. фиг. 2) мощностью обычно 3,3–6,5 м, которая местами сокращается до 1,7 м (скв. 13) и 0,5 м (скв. 30 с). Они представляют собой тонкое переслаивание глинистых (толщиной от 1–2 до 15–22 мм) и белых гипсовых (толщиной до 1–2 мм) слоев. Сеипиолит светло-серого цвета с зеленоватым, кремоватым или розоватым оттенками, шелковистый, листовато-слоистого или мятого облика. По данным рентгеноструктурного анализа восьми проб из скважин 1с, 5с, 403 и 503, сеипиолит имеет высокую степень совершенства. Его основные межплоскостные расстояния составляют: 12,2; 6,7; 4,5; 4,31; 3,73; 3,35; 3,20 А (фиг. 3). При прокаливании до 550°С его картина резко меняется – рефлекс (011) уменьшается от 12,2 до 9,8 А. Для обр. 5/27 (скв. 5с, глуб. 418 м) были определены параметры орторомбической элементарной ячейки, $A_0 = 5,28 \pm 0,01$; $b_0 = 27,11 \pm 0,01$; $c_0 = 13,37 \pm 0,01$. Сеипиолиты из всех скважин обладают очень интересным свойством. После насыщения этиленгликолем дифракционная картина их заметно изменяется, становятся слабыми и диффузными одни рефлексы и смещаются по 2θ другие. Изучение этого эффекта продолжается.

При электронно-микроскопическом изучении образцов сеипиолита (фиг. 4) четко видны типичные для него длинноволокнистые агрегаты, состоящие из удлиненно-призматических, удлиненно-пластинчатых частей, у которых длина в десятки раз превышает толщину. При больших увеличениях обнаруживается неоднородное внутреннее строение волокон, состоящих из пластинок, различно ориентированных по отношению друг к другу.

Сеипиолитсодержащие породы (таблица) Ботубинского района характеризуются повышенной сульфатонностью, карбонатностью и, вероятно, слабой засоленностью. Содержание в них сульфатов составляет 25–50%, карбонатов 5–30%. В скв. 403 в сеипиолитсодержащих



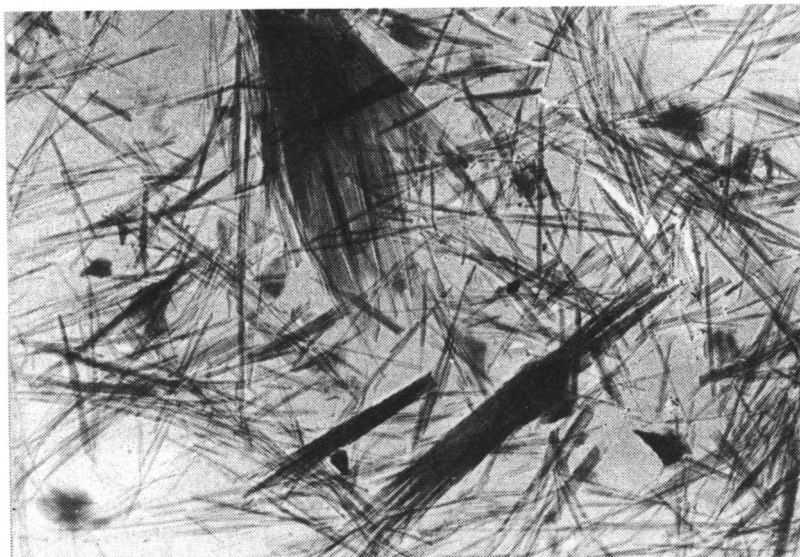
Фиг. 3. Дифрактограммы разориентированного препарата сепиолита (обр. 5/27):
 а – воздушно-сухой; б – насыщенный этиленгликолем; в – подсушенный после
 этиленгликоля при 100° С. Образец содержит примесь кварца и доломита

породах установлен стронций 0,7–3,1%. Вмещающие карбонатные породы представлены доломитами, известковыми доломитами, доломитистыми известняками. В их составе в виде гнезд, прожилков постоянно присутствуют сульфаты. Повышенные содержания нерастворимого остатка обусловлены примесью глинистого материала и окремнением пород.

В глинистой фракции пород чернышевской свиты часто встречается тальк в ассоциации с сепиолитом и другими минералами, а в отдельных случаях целиком слагает слой 4 (скв. 12с). Вероятно, в данном районе кроме низкотемпературного талька эвапоритового комплекса часть его образуется по сепиолиту при диагенетических изменениях, что подтверждается формой талька в виде спутанно-волокнистых частиц неодинаковой толщины, концы которых часто расщеплены. Процесс трансформационного преобразования сепиолита в тальк при повышенных P – T -параметрах в различных средах описан в работе [10].

Корренсит встречается в глинистых породах по всему разрезу чернышевской свиты. Он характеризуется целочисленной серией базальных отражений 001 с d_{001} , равным в воздушно-сухом состоянии 28–29 Å, насыщенном этиленгликолем – 31–31,5 Å и в прокаленном при 550° С – 24 Å; d_{001} корренсита равно 1,53 Å. Корренсит в Ботубинском районе Якутии встречается на разных уровнях в карбонатно-галогенных отложениях нижнего и среднего кембрия. Как известно [3], корренситы эвапоритового генетического типа развиты наиболее широко в природе и ранее отмечались в кембрийских отложениях Сибирской платформы.

Смешанослойный минерал с неупорядоченным чередованием пакетов представлен двумя типами. Первый характеризуется нецелочисленной серией базальных отражений от d_{001} во всех состояниях с приблизительно равным содержанием пакетов различного сорта, но с неупорядоченным их переслаиванием. Второй характеризуется преобладанием хлоритовых пакетов и определяется по отсутствию рефлекса d_{001} , а также нецелочисленной серии базаль-



Фиг. 4. Электронная микрофотография сепиолита (обр. 1/13). Увел. 12000

ных отражений в насыщенном состоянии. В воздушно-сухом состоянии дифракционная картина смешанослойника совпадает с картиной хлорита [2].

Для триоктаэдрических хлоритов характерно $b_0 = 9,24 \pm 0,01$ Å и соотношение интенсивностей базальных отражений, определяющее магниезальный и магниезально-железистый их тип. Диоктаэдрическая гидрослюда характеризуется повышенным значением $b_0 = 9,03 \pm 0,01$ Å и в основном политипом 1Md, т.е. низкой степенью трехмерной упорядоченности. Значение d_{060} и политипия определялись по методике "рентгеновских косых текстур" [4].

Таким образом, чернышевская свита Ботуобинского района Якутии характеризуется своеобразным набором глинистых минералов и прежде всего присутствием сепиолита. Наиболее распространены в природе аутигенные сепиолиты [6, 8]. Образование сепиолита свидетельствует о высоких концентрациях магния и кремнезема и о высокой щелочности бассейна седи-

Химический состав сепиолитсодержащих и карбонатных пород чернышевской свиты, %

Компоненты	Сепиолитсодержащие породы			Карбонатные породы		
	обр. 1/13, скв. 1с (658)	обр. 5/27, скв. 5с (418)	обр. 403/11, скв. 403 (352)	обр. 1/6, скв. 1с (665)	обр. 1/14, скв. 1с (641)	обр. 1/17, скв. 1с (632)
SiO ₂	30,60	40,91	21,78	1,92	0,64	0,98
TiO ₂	0,07	0,09	0,05	0,01	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	1,30	1,92	0,78	2,52	0,85	1,25
Fe ₂ O ₃	0,09	0,26	0,11	2,12	0,06	0,06
FeO	0,43	0,50	0,28	0,20	0,20	0,20
MnO	0,02	0,01	0,01	0,07	0,06	0,09
MgO	18,78	18,02	13,07	10,55	22,32	6,40
CaO	17,48	10,67	23,67	15,18	29,47	41,35
Na ₂ O	0,78	1,46	0,89	0,45	0,45	0,32
K ₂ O	0,41	0,69	0,55	0,20	0,09	0,12
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,06	0,09	0,02	0,02
SO ₃	11,74	9,81	22,27	2,00	8,63	0,77
П.п.п.	18,73	16,93	14,62	23,16	34,26	38,06
Н.о.	—	—	—	41,46	3,32	10,64
Сумма	100,46	101,39	98,14	99,93	100,39	100,28
CO ₂	13,82	3,32	9,28	17,24	28,73	36,26
H ₂ O ⁻	3,95	9,81	10,04	0,88	0,78	0,42

Примечание. В скобках приведена глубина, м. Химические анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО "Иркутскгеология". Аналитики Е.М. Гладких, А.В. Попова.

ментации при практически полном отсутствии реакционноспособного алюминия, т.е. образование его происходило в очень специфических физико-химических и ландшафтных условиях. Не является исключением в этом смысле и сепиолит Ботуобинского района Западной Якутии, тесно связанный с пестроцветными глинисто-сульфатно-карбонатными (преимущественно доломитовыми) отложениями, которые накапливались, вероятно, в усыхающих бассейнах зоны аридного литогенеза, проявившегося в среднекембрийское время. Сепиолиты из подобных отложений относятся [5] к хомогенно-эвалпоритовому генетическому типу.

В разрезе среднего – верхнего кембрия Ботуобинского района горизонт сепиолитовых глин приурочен к одному стратиграфическому уровню – чернышевской свите и может служить маркером при глубинном геологическом картировании “немых” среднекембрийских отложений района, а также быть одним из корреляционных признаков при сопоставлении частных разрезов в пределах данного района и сопредельных территорий. В последнее время нами установлены следы сепиолита в доломитово-глинистых сланцах из отложений майского яруса в Далдыно-Алакитском районе Западной Якутии (пос. Удачный, скв. 308, глуб. 893–896 м). Юго-западнее, в бассейне р. Непы аналоги чернышевской свиты изучались нами в разрезе, вскрытом в интервале 721–712 м калиепоисковой скв. 89 (верховье р. Чандакана, левого притока р. Непы). В глинистой фракции пород здесь установлены тальк, смектит, гидрослюда, следы хлорита и сепиолита. Талькоподобный минерал в глинистой фракции доломитовых мергелей данного стратиграфического уровня в верхах литвинцевской свиты известен в Каймоновском районе, в бассейне р. Илим [7].

Таким образом, в центральной части Сибирской платформы в среднем кембрии по глинистым минералам выделяется характерный тальк-сепиолитовый маркирующий горизонт, имеющий региональное распространение.

Сепиолиты представляют определенный практический интерес и могут быть объектом поиска на границе красноцветной карбонатно-терригенной и сероцветной галогенно-карбонатной формаций в южных районах Западной Якутии (бассейн рек Лены и Нюи), где породы среднекембрийского возраста выходят на дневную поверхность.

Литература

1. Жарков М.А., Машович Я.Г., Чечель Э.И. Взаимоотношения соленосной и перекрывающей ее красноцветной формаций кембрия на юге Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 129 с.
2. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. С. 131–137, 153–166.
3. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 16–38.
4. Кричари Г.А. О возможностях использования ориентированных препаратов для регистрации небазальных рентгеновских отражений в тонкодисперсных слоистых силикатах // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 132–139.
5. Ломова О.С. Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 180 с.
6. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 359 с.
7. Писарчик Я.К. Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с их нефтегазоносностью и соленосностью. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 396 с.
8. Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 112. 285 с.
9. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под ред. Брауна Г. М.: Мир, 1965. 599 с.
10. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных P – T параметрах. Л.: Недра, 1983. С. 78–80, 107–110.

Восточно-Сибирский
научно-исследовательский
институт геологии,
геофизики и минерального сырья,
Иркутск

Поступила в редакцию
23.VII.1985

О ГЕЛИЕНОСТИ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Захаров Е.В., Кулибакина И.Б., Файнгерш Л.А.

В последние годы в развитых капиталистических странах (США, Японии, ФРГ и др.) отмечается резкое увеличение спроса на гелий в связи с развитием целого ряда передовых технологий. Предполагается, что начиная с 1990 г. в балансе спроса и предложения на гелиевое сырье в капиталистических странах образуется дефицит, величина которого к 2000 г. достигнет около 80 млн.м³. К этому же времени цены на гелий на международных рынках увеличатся в 3–4 раза. В этой связи представляется весьма актуальной оценка возможной гелиеносности углеводородных скоплений в некоторых районах СССР и утилизации гелия с целью увеличения его добычи. Одним из новых, нетрадиционных регионов, обладающих определенными перспективами гелиеносности в СССР, может рассматриваться Балтийская синеклиза, включая шельф Балтийского моря. При решении вопроса о целесообразности извлечения гелия для строительства гелиедобывающего предприятия на базе небольших углеводородных скоплений, кондиционных по содержанию гелия ($> 0,05\%$), решающее значение приобретают технико-экономические условия района, его близость к промышленным центрам страны (особенно в европейской части СССР), возможность экспорта в страны-потребители. Рассматриваемый регион вполне удовлетворяет перечисленным условиям. Что касается возможности экспорта гелия в европейские страны, можно отметить, что одним из основных производителей гелия на рынках западноевропейских стран наряду с США является ПНР, добыча гелия в которой до конца столетия не будет увеличиваться из-за истощения запасов эксплуатируемых месторождений.

Судя по общегеологическим предпосылкам, для поисков гелиеносных газов могут представлять интерес отложения среднекембрийского возраста Балтийской синеклизы, отличающейся длительным и устойчивым прогибанием (начиная с ордовика), отсутствием значительных инверсионных движений (до среднего карбона включительно). Исследованиями [2, 7] установлено, что свыше 95% запасов гелия приурочено к областям древних платформ и отложениям палеозойского возраста. В настоящее время в рассматриваемом районе – в пределах Калининградского вала и его морского продолжения – открыт ряд промышленных и полупромышленных скоплений жидких углеводородов, группирующихся в несколько зон нефтегазонакопления. Локальные структуры, к которым приурочены залежи, представляют собой брахиантиклинали, восточные периклинали которых нарушены разломами различной амплитуды. Все залежи приурочены к дейменской свите среднего кембрия и относятся к пластово-сводовому типу [4]. Коллектор сложен мелко- и крупнозернистыми, слабосцементированными песчаниками, в различной степени окварцованными (местами известковистыми). Продуктивная часть природного резервуара представлена несколькими пачками песчаников, литологически не выдержанных по площади и разделенных глинистыми прослоями. Мощность продуктивного горизонта колеблется от 54 до 87 м, увеличиваясь в западном направлении и достигая в акваториальной части вала 95 м. Покрышкой служит глинистая пачка ордовикского возраста, мощность которой достигает 100 м.

Основной тип коллектора – поровый, отмечается тенденция к ухудшению коллекторских свойств в направлении с востока на запад. Так, открытая пористость песчаников на Красноборской площади достигает 25–41% (при проницаемости по отдельным образцам до 2,5 Д), к западу на Ладушкинской площади открытая пористость не превышает 12–15%, проницаемость – 870 мД. На продолжении Калининградского вала в область акватории коллекторские свойства песчаников еще более ухудшаются.

Нефти из залежей среднекембрийского комплекса отличаются преобладанием в групповом углеводородном составе парафиново-нафтовых углеводородов, относятся к числу малосернистых, малосмолистых с высоким содержанием твердых углеводородов. По отдельным зонам нефтенакопления, охарактеризованным достаточным фактическим материалом, можно проследить определенные различия в составе нефтей по мере погружения продуктивных горизонтов. Наиболее отчетливо эти закономерности прослеживаются по месторождениям Калининградского вала, в пределах которого в направлении с востока на запад отмечается постепенное снижение плотности, содержания смолисто-асфальтеновых компонентов, сопровождающееся увеличением газонасыщенности нефтей. Наиболее легкие нефти конденсатного типа получены в области акватории (плотность 0,796 г/см³, газонасыщенность 225 м³/т). Попутные газы отличаются преимущественно углеводородным составом при ведущей роли метана (от 41,3% на Малиновской площади до 83,2% на Красноборской). Содержание гомологов метана C₂–C₆ изменяется от 9,5 до 33,2%. Из неуглеводородных газов присутствуют азот, двуокись углерода, гелий. Обращает на себя внимание значительное содержание азота, достигающее на отдельных месторождениях 16,7 (Красноборская площадь) и 22,6% (Ушаковская площадь). Указанные попутные газы по имеющимся классификациям могут быть отнесены к азотно-углеводородным. Концентрации CO₂ колеблются от 0,3 (Красноборская площадь,

Площадь	Глубина зале- гания продук- тивного гори- зонта, м	$P_{пл}$, МПа	$T_{пл}$, °С	Минера- лизация вод, г · экв/л	K_p в чистой воде	Кэффи- циент Сечено- ва, k
Красноборская	1932–1940	220	60	3,7	360	0,087
Малиновская	2218–2224	250	70	3,7	340	0,090
Ладушкинская	2442–2470	270	80	3,7	300	0,093
Ушаковская	2140–2157	235	72	3,7	360	0,090
Акваториаль- ное продолже- ние Калинин- градского ва- ла	2648–2655 2637–2650	280 280	95 95	3,7 3,7	300 300	0,098 0,098
Центральная часть впади- ны*	3000	320	100	3,7	290	0,099

* Прогнозные данные.

скв. 81) до 2,5% (Ушаковская площадь, скв. 3). Концентрация гелия в среднем составляет 0,12–0,14%. Учитывая, что для попутных газов при соответствующих запасах кондиционными считаются содержания гелия не менее 0,035%, газы месторождений Калининградского вала могут рассматриваться как гелиеносные, представляющие интерес для прогноза гелиевого сырья [3]. Повышенными концентрациями гелия отличаются и водорастворенные газы кембрийско-ордовикского водоносного комплекса. По данным ВНИГРИ, растворенные газы из кембрийских отложений Стонишкяйской опорной скважины содержат 62,0% углеводородов и 1,18% гелия, что может быть связано с эксфильтрационным режимом пластовых вод и отсутствием внедрения вод инфильтрационного генезиса [6]. Высокая концентрация гелия (до 3%) отмечается также в составе азотных газов кембрия Гусевской площади. Получение притоков нефти и воды с высокой концентрацией гелия может рассматриваться как один из признаков, свидетельствующих о перспективности района для поиска скоплений гелиеносных газов.

Генерация гелия здесь может быть связана с кристаллическими породами, слагающими фундамент. В составе пород фундамента Балтийской синеклизы определяющую роль играют кислые разности изверженных пород – граниты, порфировидные калиевые граниты, плагиограниты. В строении самых верхних подразделений фундамента участвуют кварциты, слюдиты, кварциты. Перечисленные отложения обладают повышенной удельной гелиепродуктивностью [8], причем значительные количества гелия образуются при выветривании кристаллических пород (особенно кислого состава) в результате процессов радиоактивного распада урана и тория. К числу факторов, благоприятствующих накоплению гелия в углеводородных скоплениях среднего кембрия Балтийской синеклизы (и Калининградского вала, в частности), можно отнести небольшую мощность осадочного чехла и, следовательно, незначительные глубины залегания продуктивных горизонтов и невысокие пластовые давления, надежную степень закрытости недр, наличие в разрезе надежных изолирующих горизонтов, присутствие в разрезе соленосной верхнепермской толщи, с которой связаны высокоминерализованные пластовые воды с содержанием солей до 250 г/л.

Относительно возможности аккумуляции гелия в залежах и перспектив формирования скоплений гелиеносных газов можно высказать следующие соображения.

Гелий, как известно, в силу низкой парциальной упругости не образует самостоятельных залежей, являясь неперменной примесью в составе любого углеводородного скопления. Концентрация гелия в составе газа (свободного или попутного) контролируется соотношением парциальных упругостей в свободном и растворенном (в воде или нефти) состоянии. Парциальная упругость, в свою очередь функционально связана с растворимостью гелия в воде или нефти. Поскольку соотношение растворимости гелия в газе (преимущественно углеводородном), нефти и воде выглядит как 200:20:1 [2], наиболее оптимальными условиями для накопления гелия обладают залежи свободного газа. Гелий (наряду с азотом) обладает наименьшей из ингредиентов природных газовых смесей растворимостью в воде. Так, константы фазового равновесия (коэффициенты распределения) для гелия и метана в одинаковых условиях ($P_{пл} = 10$ МПа, $T_{пл} = 50^\circ\text{C}$) составляют соответственно 1100 и 700, т.е. растворимость гелия в 1,6 раза меньше растворимости метана. Однако гелий сам по себе – газ малорастворимый, в смеси газов, при условии его низкой концентрации ($He \rightarrow 0$), значительно увеличивает свою

Коэффициент активности гелия, γ	k_p в данных условиях	Содержание в составе газа, об. %				
		He	N ₂	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆ —C ₆ H ₁₂
1,53	481,4	0,129	16,0	1,4	48,8	33,2
1,52	484,9	0,110	4,2	1,1	41,3	29,94
1,47	453,7	0,07	8,4	0,6	74,7	16,17
1,46	534,6	0,140	22,6	2,5	41,0	—
1,39	501,4	0,100	16,7	—	64,3	27,1
1,43	487,3	0,110	14,0	1,5	67,0	17,41
1,35	540,0	0,15—0,20	—	—	—	—

растворимость. Для оценки степени увеличения растворимости гелия в воде в зависимости от состава газов вводится понятие *коэффициент активности*, дающий возможность оценить количественное влияние отдельных компонентов газовой смеси [7]. Максимальное увеличение растворимости гелия связывается с влиянием углекислого газа (коэффициент активности гелия в смеси с CO₂ достигает 6—7 при давлениях 15—20 МПа, температурах 50—75° С). Минимальные значения коэффициента активности гелия отмечаются в случае повышенных концентраций азота. Проведенные расчеты растворимости гелия в пластовых водах, выраженной с помощью констант фазовых равновесий, показывают, что, как и в других регионах (Чу-Сарысуйской впадине, Центрально-Европейском бассейне [1, 5]), концентрации гелия в залежах распределяются в соответствии с его растворимостью в пластовых водах (таблица).

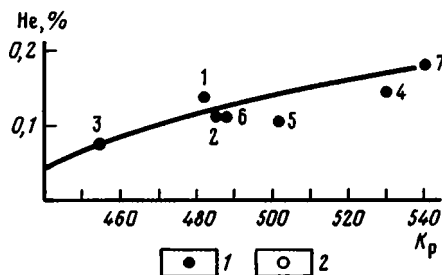
Расчеты коэффициентов активности гелия в зависимости от состава попутных газов показывают, что в направлении с востока на запад в сторону акватории для условий месторождений Калининградского вала значения коэффициентов активности снижаются от 1,53 до 1,39. Учитывая, что в пределах центральной части Гданьской впадины, где по данным сейсморазведки глубина залегания продуктивных горизонтов среднего кембрия увеличивается до 3,5 км, с увеличением пластового давления коэффициенты активности гелия будут уменьшаться, т.е., несмотря на увеличение пластового давления и температуры, растворимость гелия в пластовых водах не будет резко увеличиваться. Снижение коэффициентов активности может быть объяснено, во-первых, увеличением содержания в газах азота, уменьшением содержания двуокиси углерода и увеличением пластовых температур. По экспериментальным данным [7], при увеличении температуры от 60 до 100° С коэффициент активности гелия в смеси с азотом снижается от 1,05 до 0,9; в смеси с CO₂ — от 4,0 до 2,0; в смеси с метаном — от 1,9 до 1,5 (все данные для давления 30 МПа). Давление оказывает значительное влияние на изменение коэффициента активности гелия лишь в интервале от 0 до 25 МПа, а дальнейшее его увеличение не сказывается на изменении коэффициента активности. Исключение составляет смесь гелия с азотом — до 20 МПа коэффициенты активности растут, а при дальнейшем увеличении давления начинают снижаться. Рассчитанные с использованием полученных значений коэффициентов активности растворимости гелия для условий центральной части Гданьской впадины показывают, что константы фазового равновесия не должны быть менее 500, что может обеспечить содержание гелия в составе газа не менее 0,15—0,2% (фигура). Снижение коэффициентов активности может стабилизировать увеличение растворимости гелия в воде, связанное с увеличением пластовых давлений.

Одной из возможных предпосылок увеличения гелиеносности газов в центральных частях Гданьской впадины является наблюдаемая по простиранию Калининградского вала зональность, состоящая в постепенном облегчении нефтей в западном направлении. Как известно, растворимость гелия в нефтях обратно пропорциональна их молекулярному весу, поэтому более легкие нефти должны аккумулировать больше гелия. Предположение о преимущественном развитии газоконденсатных залежей в глубоких частях Гданьской впадины подтверждается получением притоков газоконденсата в северо-западных районах акватории (территория ПНР). Смена высокогазонасыщенных легких нефтей (двухфазных систем) однофазными газоконденсатными или газовыми в акваториальной части Балтийской синеклизы влечет за собой и увеличение абсолютного содержания гелия.

Среднекембрийские отложения акваториальной части Балтийской синеклизы могут быть рассмотрены как перспективные для поисков углеводородных газов, кондиционных по содержанию гелия. Это обусловлено следующими причинами:

1. Развитие в породах кристаллического основания гранитов, кварцитов и других кислых разновидностей пород, обладающих повышенной удельной гелиепродуктивностью, обеспечивает генерацию гелия.

2. Смена по простиранию Калининградского вала (с востока на запад) низкогазонасыщенных нефтей высокогазонасыщенными (и газоконденсатами) увеличивает перспективы гелиеносности в этом направлении.



Зависимость между концентрацией гелия в составе газов среднекембрийских отложений Балтийской синеклизы и его растворимостью в пластовых водах

1 — концентрация гелия в попутных газах; 2 — прогнозная концентрация гелия в центральной части Гданьской впадины; 1-6 — площади (1 — Красноборская, 2 — Малиновская, 3 — Ладушкинская, 4 — Ушаковская, 5; 6 — акваториальное продолжение Калининградского вала, 7 — центральная часть впадины)

3. Возможное увеличение растворимости гелия в пластовых водах, связанное с увеличением глубин залегания продуктивных горизонтов, а, следовательно, и пластовых давлений, может быть компенсировано снижением коэффициента активности гелия, вызванным изменением состава газа-растворителя, в частности уменьшением содержания двуокиси углерода и увеличением содержания азота, а также пластовых температур.

Литература

1. Афонский М.Н., Думнов Е.Д., Файнгерш Л.А. Формирование залежей гелиеносных газов в Чу-Сарысульской впадине Южного Казахстана // Сов. геология. 1973. № 10. С. 140—144.
2. Махмудов А.Х. Физико-химические закономерности формирования гелиевых месторождений: Дис... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВНИГРИ, 1969. 17 с.
3. Методические указания по количественной оценке прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата. М.: ВНИГНИ, 1983. 117 с.
4. Моркунас К.А., Сакалаускас К.А., Стирпейка А.Д., Сувейдис П.И. Главные вопросы тектоники Балтийской синеклизы в связи с формированием и распределением нефтяных залежей // Тектоника и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Рига. 1978. С. 50—60.
5. Наместников Ю.Г., Файнгерш Л.А. Некоторые особенности формирования и размещения месторождений нефти и газа на территории социалистических стран Европы // Нефтегазоносные бассейны социалистических стран. М.: Изд. СЭВ, 1981. С. 379—390.
6. Нефтегазоносность западных окраин Русской платформы // Тр. ВНИГРИ. Вып. 270. 1969. 197 с.
7. Природные газы осадочной толщи / Под ред. В.П. Якуцени. Л.: Недра, 1976. 344 с.
8. Якуцени В.П. Геология гелия. М.: Недра, 1968.

Всесоюзный научно-исследовательский институт природных газов, Москва

Поступила в редакцию
11.I.1988

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ДЕВОНСКИХ ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТАХ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ УГЛИСТО-СЛЮДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ПАУНСКОЙ СВИТЫ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

Дилакторская Е.С.

В настоящее время в большинстве бокситовых месторождений известны содержания широкого круга элементов-примесей, многие из которых могли бы в перспективе представить промышленный интерес. В этой связи достаточно важно определить в бокситах не только содержания редких элементов, но и их приуроченность к минеральному составу. В настоящей работе сделана попытка решения этой задачи для западного участка Верхнешугорского месторождения бокситов Среднего Тимана. В указанном участке месторождения бокситы сформировались в результате сублатеритного преобразования углисто-слюдистых сланцев паунской свиты (PR₂rp). Содержания элементов-примесей в бокситах, развитых по углисто-слюдистым сланцам, ранее не устанавливались. Минеральный состав и содержания некоторых редких элементов в самих бокситоматеринских сланцах приведены в работе [7].

Исходным материалом для настоящей работы послужили 40 образцов (из них 14 – бокситы), отобранных по разрезам трех скважин и любезно предоставленных на исследование в ВАМИ группой В.Г. Колоколычева (ВСЕГЕИ). Минеральный состав проб изучался с помощью рентгенографического и термического анализов. Определение химического состава проводилось методами рентгеноспектрального, пламенно-фотометрического, фотометрического и атомно-абсорбционного анализов. Чувствительности аналитических определений для всего комплекса элементов-примесей приведены в таблице.

Определение физико-химическими методами приуроченности элементов-примесей к конкретным минералам затруднено вследствие высокой их дисперсности и взаимных сростаний. Для выявления минералов, концентрирующих элементы-примеси, в ходе работы были проведены: сравнение рассчитанных средних содержаний элементов-примесей в рассматриваемых бокситах с аналогичными параметрами для бокситов региона (группа Ворыквинских месторождений Среднего Тимана) и всего мира (средние содержания элементов-примесей приведены согласно работам [2, 4, 5, 8, 9]); установление степени привноса – выноса элементов-примесей в бокситах по рассчитанным коэффициентам концентрации (отношению средних содержаний элементов в бокситах и сланцах); выявление общности вариации содержаний элементов-примесей и макрокомпонентов в вертикальных разрезах коры выветривания.

Вся полученная информация, приведенная в таблице, позволила охарактеризовать пространенность элементов-примесей в бокситах рассматриваемого объекта и предположительно описать механизм их концентрации. Так, бокситы, развитые по углисто-слюдистым сланцам паунской свиты, отличаются от бокситов региона и всего мира более высокими содержаниями ванадия, скандия и лития. По сравнению с бокситами региона бокситы рассматриваемого объекта характеризуются также повышенными содержаниями циркония и хрома; по сравнению с бокситами мира – повышенными содержаниями мышьяка, стронция и рубидия. Содержания галлия в пределах возможной аналитической ошибки во всех трех случаях достаточно близки (разность между содержаниями составляет 6–7 г/т).

Процессы выветривания углисто-слюдистых сланцев обусловили накопление в бокситах мышьяка, обладающего максимальным (2,43) коэффициентом концентрации K_K . Сравнительно невысокими (от 1,16 до 1,46) коэффициентами концентрации отличаются галлий, ванадий, цирконий, хром и литий. Рубидий, а также скандий выносятся из зоны бокситизации (K_K 0,19 и 0,87). Для скандия установленная закономерность достаточно необычна: этот элемент, как правило, концентрируется именно в бокситовых породах коры выветривания [3].

По идентификации вариационных кривых выделена группа элементов (Al, Fe, Ti, K) присутствие которых влияет на степень и характер накопления элементов-примесей. Подавляющее число этих элементов связано со следующими минералами: бёмит (Al), гётит, гематит (Fe III), шамозит (Fe II), рутил, анатаз (Ti), титаномагнетит (Ti, Fe), мусковит (K). Таким образом, вариации содержаний галлия определяются вариациями содержаний бёмита, скандия – гётита и гематита, циркония – рутила, анатаза, лития – шамозита, рубидия – мусковита. Ванадий, стронций, хром и мышьяк не имеют приуроченности к конкретным макрокомпонентам, поэтому для них минералы-концентраторы определяются с меньшей долей вероятности. Из числа диагностируемых нами минералов для ванадия предполагается связь с гётитом и бёмитом, для стронция – с крадаллитом, для хрома – с минералами титана, а также с гётитом и бёмитом и для мышьяка – с гётитом, бёмитом и каолинитом [3]. Элементы-примеси в бокситах региона отличаются большим числом концентрирующих их минералов. В обоих случаях проявляется "универсальность" бёмита, а также гётита: с этими минералами могут ассоциировать галлий, ванадий, скандий, цирконий, рубидий и хром. Концентрацию элементов-гидролизатов галлия, ванадия и скандия определяют процессы адсорбции и соосаждения с гидроокислами алюминия и железа [6]. Этот процесс, вероятно, обусловил накопление

Характеристика элементов-примесей в бокситах, развитых по углисто-слюдистым сланцам паунской свиты
(западный участок Верхнешурторского месторождения)

Элементы-примеси	Чувствительность аналитических определений, г/г	Средние содержания, г/г			Коэффициенты концентрации	Установленная связь с макрокомпонентами	Минералы-концентраты	Прочие возможные минералы-концентраты элементов-примесей в бокситах региона	Предполагаемый механизм концентрации
		в рассматриваемых бокситах	в бокситах региона	в бокситах мира [9]					
Галлий	6	43	44 [5]	50	1,39	Al	Бёмит	Анализ, гётит	Адсорбция, соосаждение
Ванадий	100	583	190 [5]	216	1,16	—	Предположительно бёмит, гётит	Органические остатки в бокситах	То же
Скандий	20	58	41 [5]	32	0,87	Fe III	Гётит, гематит	Бёмит, каолинит	—
Цирконий	20	390	336 [5]	606	1,41	Ti	Анализ, рутил, титаномагнетит	Бёмит	Реликтовые минералы сланцев (например, циркон)
Хром	150	222	до 120 [2]	592	1,31	—	Предположительно минералы титана, гётит, бёмит	—	Реликтовые минералы сланцев (например, хромит); адсорбция, соосаждение
Литий	5	192	107 [4]	30	1,21	Fe II	Шамозит	Каолинит	Гетеровалентный изоморфизм $Li^+ + Al^{3+} \rightleftharpoons 2Fe^{2+}$ в кристаллической решетке шамозита; сорбция глинистыми минералами
Рубидий	5	51	—	23	0,19	K	Мусковит	Каолинит, бёмит	Изоморфизм $R^+ \rightleftharpoons K^+$ в кристаллической решетке мусковита; сорбция глинистыми минералами, бёмитом
Стронций	30	105	270 [8]	68	1,46	—	Предположительно крандаллит	—	Изоморфизм $Sr^{2+} \rightleftharpoons Ca^{2+}$ в кристаллической решетке крандаллита
Мышьяк	5	18	—	6	2,43	—	Предположительно гётит, бёмит, каолинит	—	Адсорбция, соосаждение; сорбция глинистыми минералами

Примечание. Прочерк означает отсутствие данных.

в бокситах мышьяка, однако для последнего не исключается также возможность сорбции глинистыми минералами (каолинитом) [3]. Цирконий и хром обычно присутствуют в бокситах в виде реликтовых минералов бокситоматеринских пород (например, циркон, хромит) и ассоциируют, особенно цирконий, с минералами титана [3]. Некоторое количество хрома может быть связано с гётитом и бёмитом аналогично галлию, ванадию и скандию [3, 6]. Литий входит в кристаллическую решетку шамозита. Концентрация лития в этом минерале отмечалась ранее для бокситов данного региона [1]. Присутствие стронция в крандаллите, вероятно, обусловлено изоморфизмом $\text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons \text{Sr}^{2+}$ [7].

Таким образом, бокситы западного участка Верхнешугорского месторождения, развитые по сланцам паунской свиты, отличаются следующие особенности: 1) повышенные содержания скандия (58 г/т), лития (192 г/т), ванадия (583 г/т) и рубидия (51 г/т); 2) бёмит и гётит могут связывать целый комплекс элементов-примесей (галлий, ванадий, скандий, цирконий, хром, рубидий); 3) вынос скандия из зоны бокситизации ($K_K = 0,87$).

Литература

1. *Беляев В.В.* Литий в латеритной коре выветривания и бокситах Среднего Тимана // Тр. Ин-та геол. Коми ФАН СССР. Вып. 27. 1978. С. 69–73.
2. *Беляев В.В., Швецова И.В., Лихачев В.В.* Бокситы Среднего Тимана и перспективы их поисков // Науч. докл. (Сыктывкар). Вып. 29. 1976. 31 с.
3. *Зильберминц А.В., Скропышев В.А.* О распространенности элементов-примесей в бокситах. М.: ВИЭСМ, 1977. 91 с.
4. *Мамедов В.И., Гоберман Р.Г., Теняков В.А. и др.* Геохимические особенности бокситоносных латеритных покровов Среднего Тимана в связи с генезисом бокситов // Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИЭСМ, 1976. С. 56–79.
5. *Милославская О.А., Теняков В.А., Мамедов В.И.* Об особенностях поведения некоторых элементов-примесей в процессах обогащения и переработки бокситов на примере Среднего Тимана // Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИЭСМ, 1979. С. 107–114.
6. *Морачевский Ю.В., Церковницкая И.А.* Основы аналитической химии редких элементов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 207 с.
7. *Плякин А.М., Исаева Г.А.* Среднетиманские углеродистые сланцы докембрия и их рудоносность // Литология и рудогенез осадочных толщ европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: КФАН СССР, 1962. С. 61–62.
8. *Теняков В.А., Эдлин М.Г., Галкина Г.В. и др.* Стронций и барий в бокситах // Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИЭСМ, 1979. С. 95–100.
9. *Теняков В.А., Ясаманов Н.А.* Палеогеографические и геохимические критерии прогнозирования месторождений бокситов. М.: Недра, 1985. 188 с.

ВАМИ, Ленинград

Поступила в редакцию
27.VI. 1986

МЕТОДИКА

УДК 552.543:552.08

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ДОЛОМИТОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА (БЕРЕЗОВСКИЙ ПРОГИБ, СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Дитмар Г.В., Макарьев Л.Б., Москалева Г.П., Розникова Е.Л.,
Фурмакова Л.Н.

Разработка надежных критериев различия первично-осадочных и эпигенетических доломитов имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Последнее определяется широким развитием эпигенетической доломитизации в рудных полях стратиформных свинцово-цинковых месторождений, что может выступать в качестве одного из их прогностных критериев [1, 2, 5].

Региональное развитие эпигенетической доломитизации установлено авторами в восточной части Прибайкальско-Чарского рудного пояса, где пластообразные тела доломитовых метасоматитов (доломитов) размещаются среди неметаморфизованных терригенно-карбонатных отложений Березовского перикратонного прогиба (фиг. 1). Ранее эти гидротермально-метасоматические образования были отнесены [3] к карбонатным метасоматитам базификатного ряда (в номенклатуре [4]).

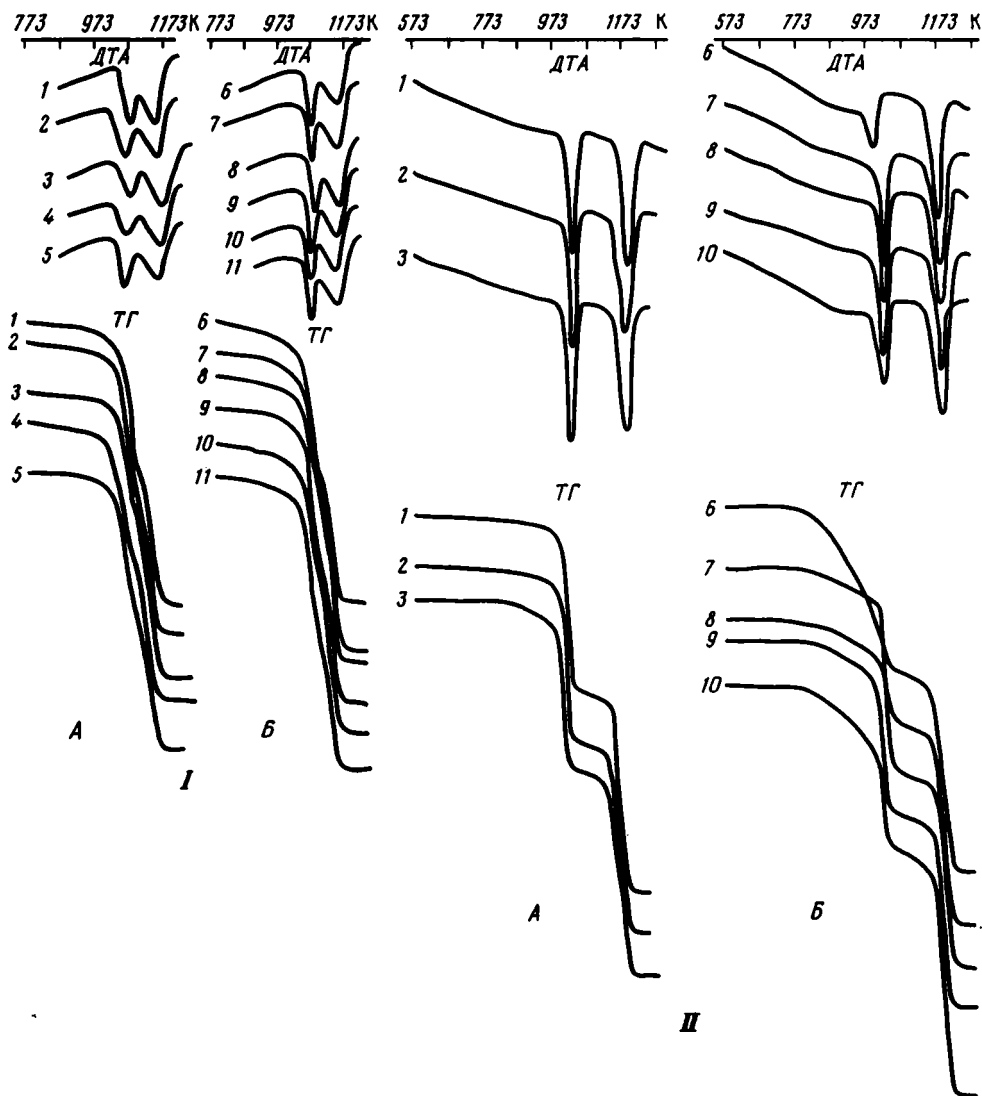
Геологическое картирование показало, что процесс доломитизации сопровождается кальцитизацией и баритизацией вмещающих пород. Конечным продуктом (внутренней зоной) доломитизации являются анхимономинеральные "сахаровидные" доломиты, определяющие состав и название выделенной формации. Во внешних (ореольных) зонах изменений проявлена доломитизация и порфиробластическая баритизация.

Доломитовые метасоматиты образуются по известнякам торгинской свиты позднего рифея и частично по осадочным доломитам сеньской свиты. Сопряженные с доломитами слюдисто-кальцитовые метасоматиты, слагающие верхнюю часть вертикальной метасоматической колонки, развиваются по вышележащим вендским песчаникам жербинской свиты. Баритизация более характерна в терригенно-карбонатных породах сеньской свиты. Площадь распространения измененных пород ограничивается региональными долгоживущими разломами северо-восточной и близмеридиональной ориентировок. Локальные пологозалегающие разрывные нарушения контролируют положение отдельных тел полнопроявленных метасоматитов.

Доломиты и доломитизированные известняки в качестве второстепенных и акцессорных минералов содержат: кальцит, хлорит, апатит, флюорит, барит, галенит, клейофан нескольких генераций, пирит (марказит). Последний отмечается иногда в значительных количествах. От вмещающих известняков доломитовые метасоматиты отличаются пестрыми окрасками, отчетливой кристалличностью, массивным и брекчиевидным обликом. Мощность отдельных тел достигает 50–70 м при протяженности 2–3 км. Возраст доломитов Березовского прогиба установлен как мезозойский (около 190 млн. лет) на основании геологических, геохимических данных и подтвержден изотопно-геохронологическими определениями (Л.И. Калиничева, ВСЕГЕИ).

С целью выявления особенностей состава доломитовых метасоматитов, а также для сравнения с достоверно осадочными доломитами сеньской свиты было произведено их химическое, термическое и рентгеновское изучение. При сопоставлении данных перечисленных анализов выяснилось, что оба генетических типа пород сложены в основном доломитом при более однообразном составе осадочных образований. Доломитовые метасоматиты содержат значительные (до 50%) примеси кальцита, пирит, барит и отличаются несколько более высокими концентрациями железа и марганца (таблица), что определяет тип петрогенетического процесса.

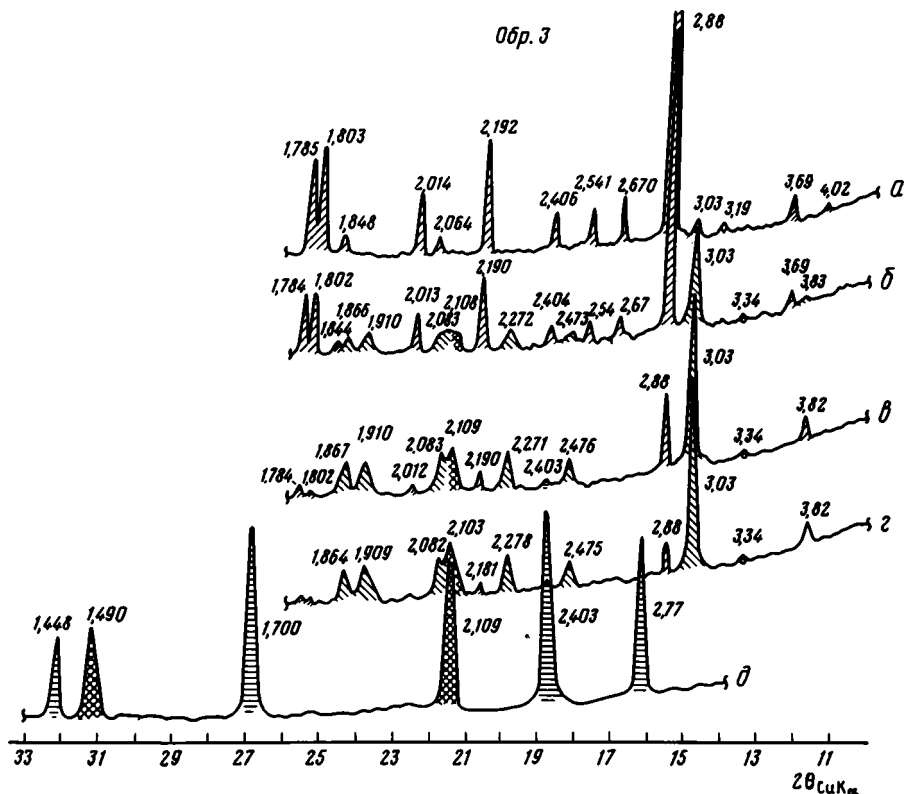
Дифрактограммы осадочных и эпигенетических доломитов практически не отличаются друг от друга. Расчет параметров элементарной ячейки доломитов позволяет заметить лишь очень незначительную тенденцию увеличения параметра с доломитов гидротермально-метасоматического происхождения (см. таблицу).



Фиг. 1. Дериватограммы осадочных (А) и метасоматических (Б) доломитов
I – атмосфера азота; II – лабиринтные тигли (атмосфера выделяющегося CO_2)

Наиболее информативным для выявления различий в доломитах разного происхождения оказался метод термического анализа. Кривые ДТА и ТГ, зарегистрированные на скоростных термических установках (ТУ-1М, УТА-1) и с помощью дериватографа (ВНР, фирма МОМ), в воздушной среде не дают возможности заметить различия при сравнении доломитов двух выделенных типов; отличие их термического поведения обнаружилось лишь при сравнении дериватограмм, зарегистрированных в токе инертного газа и в лабиринтных тиглях (рис. 2).

Как известно [8], двухступенчатый характер термической диссоциации доломита определяется разложением на первом этапе доломита с образованием MgO и CaO с одновременной рекарбонатизацией последнего до CaCO_3 , на втором – новообразованного кальцита. Атмосфера, в которой происходит диссоциация, а точнее – парциальное давление CO_2 в системе нагрева, мало влияет на температуру первого эндотермического эффекта и очень существенно – на температуру второго, изменяя $t_{\text{макс}}$ эндотермического эффекта от 650 (в вакууме) до 950 °С при $p_{\text{CO}_2} = 1$ атм. Соответственно и вид кривых ДТА доломита заметно меняется с изменением парциального давления CO_2 . В связи с этими обстоятельствами срав-



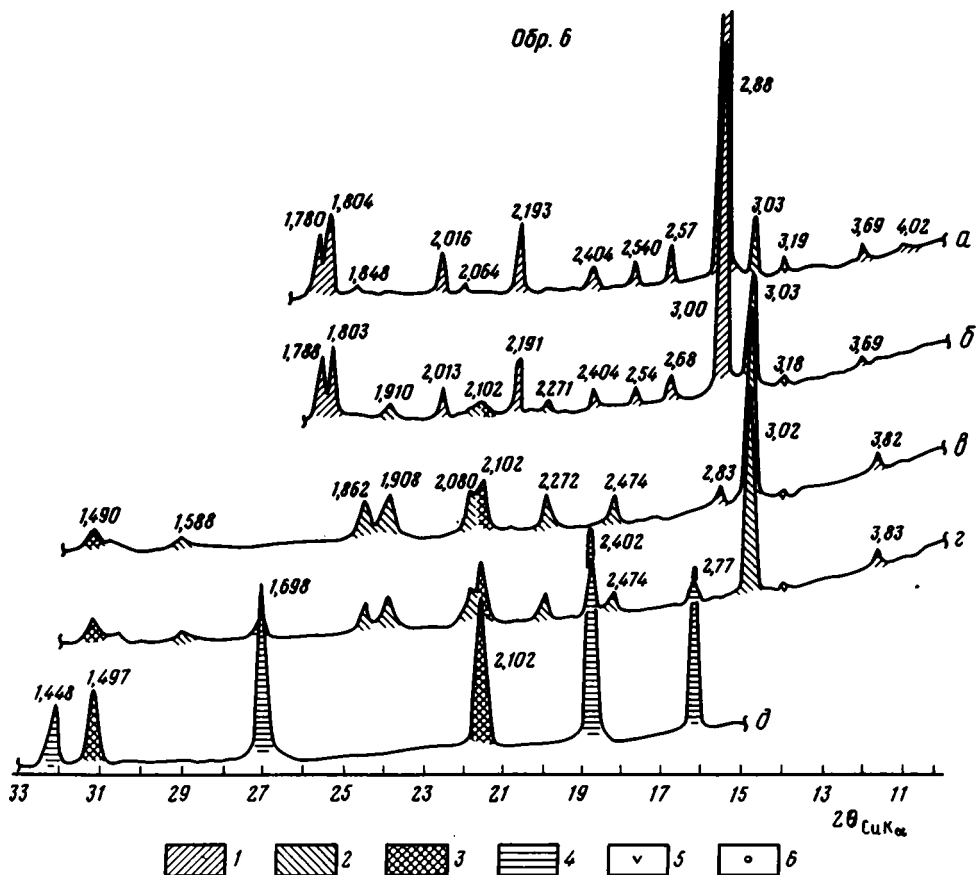
Фиг. 2. Дифрактограммы осадочного (обр. 3) и метасоматического (обр. 6) доломитов и продуктов их нагревания
 1 – доломит; 2 – кальцит; 3 – MgO; 4 – CaO; 5 – полевошпат; 6 – кварц;
 а – исходный образец; б–д – прокаленные соответственно до 760, 780, 810 и 960 °C

нивались дериватограммы доломитов двух изучаемых типов пород, зарегистрированные как в атмосфере инертного газа – азота (в конических корундовых тиглях), так и в лабиринтных тиглях, т.е. в атмосфере выделяющегося CO_2 . В первом случае обеспечивается возможность изучения промежуточных продуктов разложения доломита, так как в атмосфере азота исключаются процессы рекристаллизации образующихся оксидов металлов, и, кроме того, по-видимому, в условиях постоянного отвода газообразных продуктов разложения лучше могут проявиться особенности термической диссоциации доломитов, связанные с дефектностью их кристаллической структуры. При регистрации дериватограмм в лабиринтных тиглях обеспечивается максимальное насыщение атмосферы CO_2 , наблюдается четкое разделение эффектов на кривых ДТА (температура разложения CaCO_3 значительно повышена) и этапов потери массы на кривых ТГ.

Исследованные доломиты по характеру термического разложения (кривые ДТА и ТГ)¹ четко разделяются на две группы (при наличии сходства внутри каждой из выделенных групп), соответствующие доломитам осадочного и метасоматического происхождения (см. фиг. 2).

Для понимания отличия характера термической диссоциации метасоматических и осадочных доломитов были выбраны типичные представители в каждой группе образцов и проведено их терморентгеновское исследование: образцы нагревали последовательно до 760, 780 и 810 °C, охлаждали в токе азота до комнатной температуры и сразу же подвергали рентгеновскому анализу.

¹ Условия съемки дериватограмм постоянны для всех образцов: атмосфера – проток N_2 , скорость N_2 – 40 л/ч, скорость отсоса 10 л/ч, тигли – конические корундовые, навеска – 200 мг, чувствительность ТГ – 100 мг, ДТА – 1/5, ДТГ – 1/10, скорость нагрева 10 °C/мин, скорость ленты 2 мм/мин.



Как видно из фиг. 3, отличие механизма разложения доломитов из двух рассматриваемых групп связано с возникновением в метасоматическом доломите в качестве промежуточного продукта, кроме "чистого" кальцита с $d = 3,03$ Å, фаз с d , равным 3,00 и 3,02 Å, что соответствует изоморфному замещению в кальците 12 и 5 мол.% MgCO_3 [9], а при 780°C — исключительно с $d = 3,02$ Å. Это свидетельствует об отклонении механизма разложения метасоматических доломитов от теоретических данных



и протекании этого процесса по схеме



При съемке в лабиринтных тиглях, т.е. в атмосфере выделяющегося CO_2 , вследствие повышения температуры разложения кальцита, возникающего в качестве промежуточного продукта термического разложения доломита по реакции (1), достигается четкое разделение первого и второго эндотермических эффектов (температурный интервал около 160°C). При этом на кривой ДТА метасоматических доломитов (см. фиг. 2) появляется дополнительный (по сравнению с кривыми ДТА осадочных доломитов) очень слабый и размытый эндотермический эффект с максимумом при $t \sim 600^\circ\text{C}$; этому едва намечающемуся на кривых ДТА эффекту на кривой ТГ соответствует весьма заметная потеря массы. Таким образом, различия в характере термического разложения метасоматических и осадочных доломитов нагляднее всего проявляются по кривым ТГ. Потеря массы у метасоматических доломитов начинается примерно на 100°C раньше, чем у осадочных, и к моменту начала разложения основной массы доломита (т.е. при $750\text{--}800^\circ\text{C}$) наблюдается выделение от 9,5

Результаты химического и рентгеноструктурного анализов осадочных и метасоматических доломитов

Номер образца	Параметры ячейки (в числителе — а, в знаменателе — с)	Содержание, %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	S	П.п.п.*	Сумма
		Осадочные доломиты												
10540	<u>4,807</u> 16,012	0,2	0,03	0,1	0,1	0,03	0,03	17,35	35,74	0,02	0,06	0,02	45,66	99,19
10602	<u>4,807</u> 16,010	1,59	0,06	0,57	0,23	0,22	0,02	18,97	32,33	0,1	0,3	Не опр.	45,92	100,06
10600	<u>4,808</u> 16,012	0,51	0,3	0,1	0,13	0,05	0,05	20,08	33,22	0,03	0,06	”	45,95	100,17
		Метасоматические доломиты												
10499-3	<u>4,809</u> 16,021	0,89	0,03	0,1	0,87	0,86	0,19	17,42	33,81	0,04	0,02	0,04	46,55	99,84
1058	<u>4,808</u> 16,018	Не определялось												
1105-а	<u>4,810</u> 16,011													
10531-4	<u>4,812</u> 16,014	0,32	0,03	0,15	0,29	0,9	0,04	18,81	33,62	0,04	0,13	0,02	46,47	100,01
10497	<u>4,811</u> 16,021	1,29	0,04	0,2	0,9	0,83	0,07	17,94	33,34	0,02	0,12	0,02	46,47	100,59

*CO₂ включено в П.п.п.; Р не определялся.

до 20% всего CO_2 , в то время как в осадочных доломитах этот показатель колеблется в пределах 3,3–3,9%.

Выявленные различия в механизме термического разложения двух изученных генетических типов доломитов дают основание предполагать, что они являются отражением их структурных особенностей. Возможно, в структуре метасоматических доломитов имеются дефектные (нарушенные) участки, термическая диссоциация которых по сравнению с основной частью кристаллов происходит значительно легче (при более низкой температуре). Эти нарушения могут быть вызваны разными причинами, в частности катионной неупорядоченностью, обусловленной их образованием в результате Mg-метасоматоза по калцититу. Однако в любом случае выявленные особенности термического поведения метасоматических доломитов определяются условиями их образования и могут служить надежным критерием их отличия от доломитов другого происхождения, что согласуется с ранее сделанными выводами [6].

Возможность выявления с помощью метода термического анализа метасоматических (эпигенетических) доломитов, часто сопровождающих в рудных полях стратиморфные свинцово-цинковые месторождения, локализованные в карбонатных породах, полиметаллическое оруденение может иметь существенное значение на ранних стадиях поисков для прогнозирования оруденения.

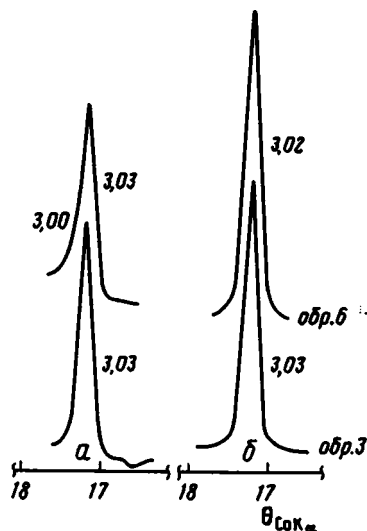
Таким образом, на территории Березовского прогиба Сибирской платформы выделена новая доломитовая гидротермально-метасоматическая формация. Установленные в доломитах и доломитизированных известняках Березовского прогиба проявления галенит-клеюфановой минерализации расширяют перспективы этой территории на полиметаллическое оруденение, учитывая пространственную близость с известным свинцово-цинковым оруденением в джаспероиде Джелиндинского рудного узла [7].

Литература

1. Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка / Под ред. К. Дэнхема. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 627 с.
2. Князев И.И. Гидротермально измененные карбонатные породы // Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 196–254.
3. Макарьев Л.Б., Дитмар Г.В. Геохимическая специализация мезозойских метасоматитов Прибайкальско-Чарского рудного пояса // Геохимические методы для решения задач практической геологии. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 60–71.
4. Петров Б.В., Шемякина Н.М. О формационной самостоятельности низкотемпературных (карбонатных) метасоматитов базификатного ряда // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 136–145.
5. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
6. Русецкая Г.А., Фурмакова Л.Н. Применение термического анализа для выделения доломитов различных типов на примере карбонатной толщи Сетте-Дабана // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 5. С. 95–104.
7. Тычинский А.А., Акулишина Е.П., Баулина М.В. и др. Прибайкальский полиметаллический рудный пояс // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1984. Вып. 575. 134 с.
8. Цветков А.И., Вальшихина Е.П., Пилюян Г.О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М.: Наука, 1964. 167 с.
9. Doval M., Galan E. Aplicacion del adifraccion de rayos X al estudio de la composicion quimica de carbonatos romboedricos naturales // Boll. Sos. esp. ceram. y Viadro. 1976. V. 15. N 1. P. 121–126.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Ленинград

Поступила в редакцию
15.I.1988



Фиг. 3. Фрагмент дифрактограмм продуктов нагревания осадочного (обр. 3) и метасоматического (обр. 6) доломитов
а – до 760; б – до 780 °С

ХРОНИКА

УДК 550.4:553.983

О СОВЕЩАНИИ "ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ"

Елисеев А.И.

Совещание на эту тему, организованное Институтом геологии Коми научного центра Уральского отделения АН СССР и Всесоюзным минералогическим обществом, состоялось 2–4 июня 1987 г. в г. Сыктывкаре. Основной целью его был обмен информацией по широкому кругу проблем геологии черных сланцев: геохимических, литологических, стратиграфо-палеонтологических, минералогических, а также химико-технологических проблем, связанных с горючими сланцами.

В работе совещания принял участие 161 человек, представлено 59 научных учреждений, высших учебных заведений и производственных организаций из различных городов страны: Москвы, Ленинграда, Сыктывкара, Киева, Минска, Риги, Таллина, Ташкента, Алма-Аты, Фрунзе, Душанбе, Баку, Новосибирска, Свердловска, Петрозаводска, Перми, Саратова, Уфы, Улан-Удэ, Якутска, Магадана, Владивостока и др.

На пленарных и секционных заседаниях совещания было заслушано и обсуждено 104 научных доклада и сообщения, опубликованы тезисы 160 докладов. На совещании работали три секции: 1. "Геохимия и литогенез черных сланцев". 2. "Минерогения и рудогенез черных сланцев". 3. "Нефтегазообразование в черных сланцах. Органическое вещество. Горючие сланцы". Не имея возможности хотя бы кратко рассмотреть все доклады, остановимся лишь на некоторых из них.

Первым на пленарном заседании был заслушан доклад *Я.Э. Юдовича* "Проблемы черных сланцев", в котором намечены основные вопросы, рассмотренные затем в ходе совещания. Конкретным проблемам черных сланцев были посвящены последующие доклады.

Большой интерес вызвал доклад *С.Г. Неручева* "Взаимосвязь черных сланцев с крупными биотическими, геохимическими, геодинамическими и космическими событиями". В докладе Н.П. Ермолаева с соавт. рассмотрены подготовительные процессы в углеродистых сланцах как необходимая предпосылка рудообразования. Особенности концентрации золота в черных сланцах были изложены Е.А. Зверевой с соавт. Закономерности литогенеза и нефтенакопления в доманикитах разного вещественного состава раскрыты *Б.А. Лебедевым*. В докладе "Черносланцевые (толеровые) формации краевых зон геосинклиналей в палеозое" А.И. Елисеев показал роль формационного анализа в изучении черносланцевых толщ. Проблема связи черных сланцев с вулканизмом рассмотрена в докладе *Я.Э. Юдовича*, которым оспаривалось влияние вулканизма на само образование черных сланцев, но подчеркивалась важная роль вулканизма в сингенетичной металлоносности.

На секции "Геохимия и литогенез черных сланцев" рассматривался широкий круг вопросов, как региональных, так и общего плана. Заслушанные доклады показали, что в области геохимии черных сланцев накоплена значительная информация о распределении элементов-примесей, включая цветные, редкие, радиоактивные и благородные элементы.

В докладе *В.М. Гашина* дана оценка геохимического фона фанерозойских черносланцевых толщ, на основании которых автор приходит к выводу, что формирование рудных месторождений в этих породах следует связывать с привнесом рудного вещества извне. Доказательства тефрогенного происхождения верхнеюрских черных сланцев Южного Узбекистана привела в своем докладе *Л.И. Разумнова*. По мнению *А.Х. Яануса*, образование нижнепалеозойских черных сланцев Балтоскандии связано с глобальными тектоническими циклами и обусловленными ими трансгрессиями.

Л.Ф. Аджиревич также остановилась на связи формаций черных сланцев с геодинамическими процессами, в частности с перемещением литосферных плит.

Во многих докладах было показано огромное влияние процессов диагенеза на геохимическую специфику черных сланцев. *Я.Э. Юдовичем* и *М.П. Кетрис* выделены три типа диагенеза в черных сланцах (доманиковый, баженовский и оксфордский).

На секции "Минералогия и рудообразование, черных сланцев" основная часть докладов была посвящена проблемам рудоносности, особенно золотоносности черных сланцев. При этом обсуждались различные функции черных сланцев в процессах рудообразования: концентрационная, средообразующая, ресурсная, барьерная, транспортная. В докладе *В.Ф. Проценко* "Некоторые черты автономности систем золотопроодуктивного минералогического в черносланцевых толщах Средней Азии" показано, что автономность рудогенерирующих систем в черносланцевых толщах по веществу и частью по энергии обеспечена геохимической и минералогической седиментогенной специализацией вмещающих пород. *М.С. Рафаиловичем* рассмотрены некоторые особенности гидротермального минералообразования в черных сланцах на примере руд золота. Минералогическим и другим особенностям черных сланцев в геосинклинальных толщах ранних каледонид Северного Казахстана был посвящен доклад *Э.М. Спиридонова*. На широком фактическом материале *Б.С. Андреевым* показано развитие золотосодержащих флюидно-минеральных систем "черносланцевого" типа. Отметим также весьма содержательный доклад *Е.М. Гурвич* "Углеродистая марганцевая формация как часть железорудных формаций докембрия".

Широкий круг вопросов рассматривался на секции "Нефтегазообразование в черных сланцах. Органическое вещество. Горючие сланцы". В докладах были изложены обширные новые материалы по нефтегазоносности черносланцевых толщ — доманикитов. Особое внимание привлекла уникальная черносланцевая баженовская свита Западной Сибири. В нескольких докладах были всесторонне рассмотрены особенности этой свиты (например, доклады *Е.А. Рогозиной* с соавт. и *В.С. Харина*). Условия формирования коллекторских свойств глинисто-кремнистых углеродистых пород были предметом доклада *О.К. Баженовой* и *Т.М. Шлыкковой*. Интересные сведения о находках новых микрофоссилий в шунгитах Южной Карелии приведены *В.И. Горловым* и *П.В. Медведевым*. Новые данные о планктонных водорослях как биопродуктах органического вещества в черносланцевых толщах содержались в докладе *Г.П. Парпаровой* с соавт. Характеристика черных сланцев Печорского седиментационного бассейна дана в докладе *В.Ф. Удот* и *Л.З. Аминова*.

Ряд докладов был посвящен горючим сланцам. *А.В. Лапо* и *Н.С. Михайлова* рассмотрели исходный материал органического вещества в нижеордовикских дициномовых сланцах. В докладе *Л. Наппа* с соавт. рассмотрены результаты комплексного геохимического исследования горючих сланцев Сысольского месторождения Коми АССР. Вопросам комплексного использования горючих сланцев Коми АССР посвящен доклад *Л.А. Мельниковой* и *О.Ф. Хиженковой*.

В принятом на совещании решении поставлены задачи дальнейших исследований черносланцевых толщ, основными из которых являются:

- 1) расширение разработки проблем, связанных с выяснением относительной роли биологических и геологических факторов в образовании черных сланцев;
- 2) изучение форм связи органического вещества сланцев с рудными компонентами, их эволюции в литогенезе;
- 3) организация исследований нефтегазоносности черносланцевых толщ в новых регионах и выявление их роли в генерации углеводородов и в формировании залежей углеводородного сырья;
- 4) продолжение геохимических и химико-технологических исследований горючих сланцев с целью разработки безотходных технологий их переработки.

Совещание рекомендует в ближайшие годы обсудить следующие проблемы: 1) геохимию горючих сланцев; 2) органическую геохимию черных сланцев и методы изучения; 3) стратиформное рудообразование в черных сланцах; 4) генерацию нефти и газа в черносланцевых толщах; 5) геохимию и рудообразование углеродистых сланцев докембрия. Второе совещание "Геохимия, минералогия и литология черных сланцев" намечено провести не позднее 1992 г.

Институт геологии
Коми филиала АН СССР,
Сыктывкар

Поступила в редакцию
5. I. 1988

XI МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ФОСФОРИТАМ

Ильин А.В.

Очередная, одиннадцатая конференция проекта 156 "Фосфориты" Международной программы геологической корреляции проходила 3–9 апреля 1988 г. в Иордании. Как и предыдущие конференции, она состояла из семинара и полевых экскурсий. Около 60 участников конференции представляли 18 стран, преимущественно ближневосточных и североафриканских. Наиболее многочисленны были делегации Иордании и Ирака. Иракских геологов возглавлял д-р. Халдун аль Бассам – несомненный лидер геологов-фосфатчиков арабского мира. Он огласил интересный доклад о цикличности строения мел-палеогеновых продуктивных отложений южного шельфа Тетиса, обусловленной колебаниями уровня моря. Во внутренней зоне шельфа фосфатные зерна (пеллеты) образовались, по его мнению, путем дезинтеграции более крупных фосфатных частиц – интракласт. Пеллеты и интракласты тождественны по различным параметрам состава и ультрамикроструктурам. Интракласты в свою очередь произошли за счет фосфатных мадстоунов, сформировавшихся ортохимически на границе вода – осадок. Аль Бассам считает, что в этом процессе решающую роль сыграла биогенная фаза концентрации фосфата. Во внешней зоне шельфа фосфатные частицы имеют аккреционную природу.

В большинстве месторождений Ирака фосфориты имеют палеоценовый возраст, в Иордании они маастрихтские, а в соседних районах Саудовской Аравии – эоценовые. Таким образом, в этой части Тетиса, как и в более западных, наблюдается миграция фосфатных фаций во времени. Она выражается в том, что накопление фосфоритов начинается раньше, во внешней части шельфа, ближайшей к материнскому глубоководному бассейну, и затем постепенно перемещается вдаль от этого бассейна. Механизм этого процесса, очевидно, заключается, как полагал еще А.В. Казаков, в развитии трансгрессии в геологическом времени.

Во время полевых экскурсий были осмотрены основные месторождения фосфоритов Иордании, распространенные практически по всей территории этой небольшой (96 тыс. км²) страны, исключая юго-западную часть. Основной фосфатоносный пояс протягивается с севера, от Тивериадского озера на юг к Саудовской Аравии, располагаясь по восточному крылу рифта Мертвого моря – залива Акаба. В нем локализованы все разведанные и эксплуатируемые месторождения фосфоритов. Они приурочены к маастрихтскому ярусу и залегают у дневной поверхности. Восточнее, в пустынных районах страны, предполагается распространение эоценовых фосфоритов, погребенных сравнительно глубоко на территории Иордании, но выходящих на поверхность в соседних районах Саудовской Аравии.

Палеогеографически едины с иорданско-иранско-саудовскими фосфоритами и израильские, располагающиеся в пустыне Негев уже по западному крылу рифта. Тектонические первые принадлежат Аравийской плите, вторые – Синайско-Палестинской или Африканской. В течение позднего миоцена и плиоцена Аравийская плита переместилась к северу вдоль рифта на 110 км, как это установлено путем "состыкования" прежде единых домиоценовых структурных элементов по обе стороны рифта. Аналогичную амплитуду перемещения к северу обнаруживают и иорданские фосфориты (месторождение Русейфа) относительно месторождений пустыни Негев. Таким образом, реставрируется единый крупнейший фосфатоносный бассейн, охватывающий Иорданию и смежные с запада, юга и востока части соседних стран. По масштабам он не уступает марокканскому. В недалеком будущем, как следует из планов развития фосфатодобывающей промышленности, добыча в этом бассейне превысит марокканскую.

Фосфориты Иордании, как и других стран, составляющих богатейшую провинцию Тетиса, заключены среди карбонатных отложений позднего мезозоя – кайнозоя. В самих продуктивных отложениях, в отличие от более западных районов провинции, карбонатные породы представлены лишь известняками; полностью отсутствуют здесь доломиты, гипсы и ангидриты, столь характерные для тунисского фосфатоносного бассейна Гафса, сформировавшегося в условиях некоторой изоляции от основного материнского бассейна. В Иордании в течение всего маастрихта связь с этим бассейном оставалась свободной.

Характерна постоянная пространственная ассоциация фосфоритов с устричными банками иногда весьма внушительных размеров, сложенными нацело толстостенными раковинами устриц. Эти банки развивались в пределах конседиментационных поднятий. Пласты фосфоритов, являясь латеральными аналогами устричников, в подавляющем большинстве случаев локализованы по периферии банок. Замечено, что чем мощнее устричник, т.е. чем дольше существовала банка, тем более мощными и богатыми оказываются фосфориты. Размеры устричных банок в плане коррелируются с параметрами, залежей фосфоритов, которые прослеживаются в среднем на расстоянии 4 км при ширине 2 км. Благодаря позднейшим эрозийным процессам такие залежи расчленяются на значительно более мелкие, являющиеся объектом добычи. Устричные банки, едва погруженные ниже уровня моря, даже при небольших его колебаниях, очевидно, вызвали существенные изменения в характере бассейна – конфигура-

ции его дна и береговой линии, появление лагун, отмелей, островов — и, таким образом, в определенной мере контролировали фосфатонакопление.

Продуктивные пачки помимо фосфоритов состоят из известняков, мергелей, кремнями и тесно ассоциирующими с ними трепелами. Известняки образуют также крупные, несколько уплощенные шарообразные конкреции. Пачки отличаются тонкой слоистостью и ритмичным строением. Обычно выделяется четыре пласта фосфоритов мощностью 0,5–2,5 м каждый, изредка до 5 м. Отдельные пласты довольно резко изменчивы по мощности, в то же время суммарная продуктивность фосфатоносной пачки, т.е. количество фосфата, приходящегося на единицу площади пачки, остается практически везде одинаковой.

Во всех естественных обнажениях, канавах и карьерах видны глубокие эпитетические изменения пород, слагающих продуктивную пачку. Это выражается, в частности, в выщелачивании карбонатных прослоев, которые были заключены внутри кремней, и приобретении последними брекчиевидного сложения, выносе карбонатного материала, который некогда составлял цементирующую массу фосфатных зерен, окислении и выносе органического материала, пирита и т.д.

Продуктивная пачка изобилует маломощными (десятки сантиметров), но выдержанными горизонтами кремней. Встречаются и вторичные кремни в виде желваков и инкрустаций, содержащих некоторое количество фосфата. С горизонтами кремней тесно ассоциируют трепела — белые легкие тонкопористые породы, иногда слагающие почву и кровлю кремнистого прослоя, иногда нацело формирующие выдержанные горизонты толщиной 10–20 см.

Сами фосфоритовые пласты состоят из фосфатных песков, добыча которых ведется путем сгребания бульдозером. Механически лишь несколько более прочны известняки, кремни, мергели и другие породы, которые слагают пласты, разделяющие фосфориты.

Фосфатные пески хорошо сортированы и сложены округлыми зернами (пеллетами) размером от 0,06 до 0,5 мм при господствующем диаметре около 0,2 мм. Зерна сложены карбонатфторapatитом, отличающимся высоким ($> 0,1$) значением F/P_2O_5 . Характерно также сравнительно низкое (450 г/т) содержание в фосфатных зернах стронция и постоянно (4,78%) содержания углекислоты.

Во всех месторождениях фосфатные пески природно обогащены и отличаются весьма высокими содержаниями полезного компонента. На южных месторождениях (Шидия) оно колеблется от 30,7 (нижний пласт мощностью 1–2 м) до 33% (средний пласт мощностью 2 м), а на месторождениях центральной части фосфатоносного пояса (Эль-Хаса и Эль-Абед) составляет 30–31%. Просеиванием и промывкой получают товарные концентраты, содержащие P_2O_5 в высушенном состоянии ~ 34%, которые экспортируют ежегодно в количестве ~ 6,5 млн. т. Их вывозят в страны Южной и Юго-Восточной Азии, Японию, Австралию, Центральную и Западную Европу. К 2000 г. планируется производить 15 млн. т концентратов из месторождений в центральной и южной частях страны.

Как уже упоминалось, к востоку от иорданских месторождений в соседних частях Ирака (месторождения Нуханд и Мербат) и Саудовской Аравии (месторождение Сирхан-Турайф) выявлены и частично разведаны крупнейшие месторождения фосфоритов, однотипных с иорданскими. В обеих странах ныне осуществляются технико-экономические исследования, которые и определяют экономическую целесообразность освоения этих месторождений.

На заседании рабочей группы проекта обсуждались направления его деятельности на завершающей стадии. Заключительная конференция состоялась в октябре 1988 г. в Оксфорде. Кроме того в Кембридже выходит двухтомная сводка трудов проекта "Фосфатные месторождения мира", а в 1989 и 1990 г. — соответственно "Миоценовые фосфориты" и "Мел-палеогеновые фосфориты Тетиса". С уже опубликованной сводкой по древним фосфоритам эти книги входят в единую серию, составленную большим международным коллективом геологов-фосфатчиков, сумевших преодолеть массу трудностей — языковые барьеры, терминологические разногласия, национальные различия самих геологических школ, из которых они вышли — и создать капитальный труд, который на многие годы, несомненно, будет служить научной энциклопедией по фосфоритам.

Институт литосферы АН СССР,

Москва

Поступила в редакцию
13.V.1988



ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА ВАСИЛЬЕВИЧА ХАБАКОВА

Советская геологическая наука понесла тяжелую утрату. 12 января 1988 г. на 84-м году жизни скончался крупнейший советский геолог, доктор геолого-минералогических наук Александр Васильевич Хабаков.

Научная деятельность А.В. Хабакова была неразрывно связана со ВСЕГЕИ, в котором он проработал более 60 лет. В этом институте он организовал и долгое время возглавлял отдел литологии и фациального анализа.

А.В. Хабаков родился 10 августа 1904 г. в г. Кириллове Вологодской области. В 1925 г. он окончил геолого-географический факультет Ленинградского государственного университета. Его первая научная работа вышла в свет в 1924 г. Без защиты диссертации ему были присуждены обе ученые степени: в 1940 г. — кандидата, в 1964 г. — доктора геолого-минералогических наук. С самого начала своей деятельности А.В. Хабаков отдавал большую часть своего времени полевым исследованиям. В течение 32 лет (с 1921 по 1953 г.) он ежегодно работал в экспедициях, неоднократно руководил работами в тяжелых условиях Заполярья, уральской тайги и Памира.

При полевых исследованиях А.В. Хабаков уделял много внимания практически важным вопросам структуры и генезиса различных месторождений полезных ископаемых.

Он является автором геологических карт южной части Вятско-Камского фосфоритового бассейна, Орско-Халиловских медно-никелевых, хромитовых и железорудных месторождений, колчеданного месторождения Блява, Домбаровских угольных и каолиновых месторождений, Каировского месторождения асфальта, Индерского калийного и боратового месторождений, а также первооткрывателем месторождения ляпис-лазури в истоках р. Ляджвар-Дара на Памире.

А.В. Хабаков многократно, как специалист высокого класса, привлекался к обследованию крупных промышленных объектов: рудника Соль-Илецк на Южном Урале, фосфоритовых рудников Украины, Подолии, Кировской области и др., он консультировал строительство железных дорог Пинюг — Усть-Сысольск, Будутощь — Красный Холм.

В годы Великой Отечественной войны А.В. Хабаков работал в аппарате Комитета по делам геологии при СНК СССР.

Помимо руководства работами по оценке месторождений Южного Урала, А.В. Хабаков лично провел обследование нескольких важнейших объектов рудного сырья для черной металлургии, таких, как Магнитогорск, Джезды и др.

После окончания Великой Отечественной войны А.В. Хабаков снова работает во ВСЕГЕИ, занимается изучением условий формирования конгломератовых толщ западного склона Урала, Пай-Хоя, Сибири, где им были получены весьма ценные материалы о структурных взаимоотношениях этих регионов.

С 1945 по 1949 г. А.В. Хабаков одновременно с научной деятельностью во ВСЕГЕИ читает курс лекций по палеогеографии в Ленинградском государственном университете.

Высокоэрудированный человек, А.В. Хабаков активно работал не только в геологии, но и в ряде смежных наук — химии, математике, астрономии. Особое место в научном твор-

честве А.В. Хабакова принадлежит работам по селенологии, где он одним из первых успешно попытался установить основные этапы развития поверхности Луны с помощью геологических методов. Его монография "Об основных вопросах истории развития поверхности Луны", изданная в 1949 г., приобрела широкую известность и вошла в золотой фонд трудов по геологии спутника Земли. В последующие годы им было опубликовано еще пять работ о геологическом строении Луны.

Работы А.В. Хабакова поражают своей многогранностью: литология, фациальный анализ и палеогеография, региональная геология и геологическая картография, космическая геология и история науки.

Необходимо отметить, что во многих из перечисленных областей науки работы А.В. Хабакова являлись основополагающими и впоследствии получили дальнейшее развитие в трудах его последователей и учеников.

Работы А.В. Хабакова по палеогеографии обломочных толщ, его методические разработки и в особенности программная статья "Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности" во многом способствовали широкому распространению палеогеографических исследований в СССР. Он один из инициаторов и редакторов уникального труда — "Атласа литолого-палеогеографических карт СССР". А.В. Хабаков является пионером изучения радиоларий в СССР, одним из первых разработчиков метода определения палеотемператур образования карбонатных пород.

Много внимания А.В. Хабаков уделяет истории отечественной геологии. Опубликованные им "Очерки по истории геологоразведочных знаний в России" и ряд работ о творчестве М.В. Ломоносова раскрывают многие, ранее неизвестные страницы деятельности русских ученых. Значительный вклад внесли исследования А.В. Хабакова в региональную геологию различных районов Советского Союза и особенно в изучение Уральской складчатой области.

Его работы "Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями Арктики", "Геологическое строение Карского побережья Восточного Пай-Хоя" заложили основы современного понимания геологического строения этой труднодоступной и слабоизученной части Урала.

Для всего творчества А.В. Хабакова характерна тесная связь теоретического, практического и методического направлений, сочетание детальнейших, нередко экспериментального характера, работ с широкими фундаментальными обобщениями.

Его перу принадлежит более 150 научных трудов. Работы А.В. Хабакова отличаются блестящим изложением, содержат оригинальные мысли, читаются с очень большим интересом и обычно завершаются постановкой актуальных задач.

За свою многолетнюю плодотворную работу А.В. Хабаков был награжден орденами Ленина, Трудового Красного Знамени и многими медалями.

Светлая память об Александре Васильевиче Хабакове, крупном, оригинальном, разностороннем ученом сохранится в памяти его коллег, учеников и многочисленных последователей.

Редакционная коллегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт, Ленинград

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,
ИЛЬИН А.В., КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А.,
МУРДМАА И.О., СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., ШМАРИОВИЧ Е.М.,
ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),
BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N., ILYIN A.V.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHMARIOVICH E.M., SHNYUKOV E.F.,
YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77
Зав. редакцией *Т.А. Шелетина*

Технический редактор *Л.В. Кожина*

Сдано в набор 02.12.88. Подписано к печати 06.01.89. Т—07412. Формат бумаги 70 × 100 1/16
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7. Усл.кр.-отт. 11,7 тыс. Уч.-изд.л. 14,7. Бум.л. 4,5
Тираж 977 экз. Зак. 2382. Цена 1р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6