

КОНТРОЛЬНЫЙ ЗНАК

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



## СОДЕРЖАНИЕ

Бутузова Г. Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 1. Источники воды, газов, серы и формирование основного солевого состава рудообразующих растворов . . . . .	3
Дриц В. А., Коссовская А. Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение 1. Семейство железисто-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты)	19
Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Макаров Ю. В. Юрские терригенно-минеральные ассоциации Дарвазо-Алайской зоны, Центрального и Юго-Восточного Памира	34
Щегочкин В. Н., Ткаченко И. И., Шмариович Е. М. Проблема инфильтрационного уранового рудообразования в зонах трещиноватости кристаллических пород	50
Калинко М. К. Механизм формирования коллекторских свойств в кремнисто-глинистых породах	62
Фирсова С. О., Ципурский С. И., Черкашин В. И., Шатский Г. В. Рентгенографическое изучение углеродистых веществ и проблема графитового термометра	72
Комаров Ю. В., Якимов В. М. Углеродсодержащие кремнисто-гидрослюдистые алевролиты МНР как сырье для производства легкого заполнителя бетонов	83
Азизов А. И. Важнейшие закономерности размещения и образования давсонитов	89
Русецкая Г. А., Фурмакова Л. Н. Применение термического анализа для выделения доломитов различных типов на примере карбонатной толщи Сетте-Дабана	95
Власов В. С., Смирнов М. С., Лисин В. А. Минералого-геохимическая характеристика золото-сурьмяного месторождения Енисейского кряжа	105
Демидов И. Н. Влияние морфоструктуры на ледниковый седиментогенез в Западной Карелии	113

### Краткие сообщения

Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Соболевский Ю. В. Фосфатсодержащие глины конуса выноса Амазонки . . . . .	120
Краевая Т. С. Глиняные катуны приливно-отливной зоны . . . . .	123
Прошляков Б. К., Гальянова Т. И., Пименов Ю. Г. Катагенез пород в глубокопогруженных частях осадочных бассейнов . . . . .	127
Ляхович В. В., Ипатьева И. С., Мустафаев Г. В. Акцессорные минералы известняков Кыбыстана . . . . .	130

### Дискуссия

Чекин С. С. Образуются ли калиевые диоктаэдрические слюды в процессе выветривания полевых шпатов? . . . . .	134
---	-----

### Критика

Савенко В. С. О применении термодинамики в литологии . . . . .	138
--	-----

### Хроника

Холодов В. Н., Седлецкий В. И., Рыжков М. М. О работе Всесоюзной школы-семинара «Кремненакопление в осадочном процессе» . . . . .	141
Красильникова Наталия Александровна . . . . .	143

## CONTENTS

<i>Butuzova G. Yu.</i> On question of sources of matter in hydrothermal-sedimentary oceanic ore-genesis. Contribution 1. Sources of water, gases, sulfur and formation of the basic composition of salts of ore-forming solutions . . . . .	3
<i>Drits V. A., Kossovskaya A. G.</i> Genetic types of dioctahedral micas. Contribution 1. The family of ferromagnesian micas (glaucanites, celadonites) . . . . .	19
<i>Timojeev P. P., Bebeshev I. I., Makarov Yu. V.</i> Jurassic terrigenous mineral associations of the Darvaz-Alay zone, Central and Southeastern Pamirs . . . . .	34
<i>Shhetochkin V. N., Tkachenko I. I., Shmariovich E. M.</i> Problem of infiltration uranium ore formation in zones of fissuring of crystalline rocks . . . . .	50
<i>Kalinko M. K.</i> Mechanism of formation of reservoir properties in siliceous-clay rocks . . . . .	62
<i>Firsova S. O., Tshipursky S. I., Cherkashin V. I., Shatsky G. V.</i> Radiographic study of carboniferous substances and the problem of graphite thermometer . . . . .	72
<i>Komarov Yu. V., Yakimov V. M.</i> Carbon-containing siliceous-hydromicaceous siltstones of Mongolia as raw materials for the manufacture of light-weight aggregate of concretes . . . . .	83
<i>Azizov A. I.</i> Principal regularities in distribution and formation of dawsonites . . . . .	89
<i>Rusetskaya G. A., Furmakova L. N.</i> Application of thermal analysis for separation of dolomites of various types illustrated by the Sette-Daban carbonate sequence . . . . .	95
<i>Vlasov V. S., Smirnov M. S., Lisin V. A.</i> Mineral-geochemical characteristic of gold-antimonial deposit of the Yenisei Range . . . . .	105
<i>Demidov I. N.</i> The effect of morphostructure on glacial sedimentogenesis in Western Karelia . . . . .	113
<i>Brief communications</i>	
<i>Shnyukov E. F., Shherbakov I. B., Sobolevsky Yu. V.</i> Phosphate-bearing clays of the Amazon Cone . . . . .	120
<i>Kraevaya T. S.</i> Clay galls of tidal zone . . . . .	123
<i>Proshlyakov B. K., Galyanova T. I., Pimenov Yu. G.</i> Rock katagenesis in deeply submerged parts of sedimentary basins . . . . .	127
<i>Lyakhovich V. V., Ipatieva I. S., Mustafaev G. V.</i> Accessory minerals in Kobystan limestones . . . . .	130
<i>Discussions</i>	
<i>Chekin S. S.</i> Do potassic dioctahedral micas form in the course of feldspar weathering? . . . . .	134
<i>Criticism</i>	
<i>Savenko V. S.</i> On application of thermodynamics in lithology . . . . .	138
<i>News</i>	
<i>Kholodov V. N., Sedletsky V. I., Ryzhkov M. M.</i> On the work of the All-Union School-seminar «Silica accumulation in the sedimentary process» . . . . .	141
<i>Krasilnikova Natalia Alexandrovna</i> . . . . .	143

УДК 553.065 : 551.352

**К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА  
В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОМ ОКЕАНСКОМ РУДОГЕНЕЗЕ**

**СООБЩЕНИЕ 1. ИСТОЧНИКИ ВОДЫ, ГАЗОВ, СЕРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ  
ОСНОВНОГО СОЛЕВОГО СОСТАВА РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ**

**БУТУЗОВА Г. Ю.**

В статье рассмотрены вопросы, связанные с источниками воды, газов и основных компонентов солевого состава рудообразующих гидротерм рифтовых зон Мирового океана. Сделаны выводы о преобладании в растворах экзогенной морской воды и хлора, полигенном источнике газов и серы и формировании основного солевого состава в ходе взаимодействия высокотемпературных растворов с океаническими базальтами.

В последние годы в пределах глобальной системы рифтовых зон Мирового океана открыты многочисленные рудопроявления, которые формируются в результате современного гидротермального процесса и обладают характерными геохимическими особенностями, позволяющими сопоставлять их с гидротермально-осадочными, и в частности колчеданными месторождениями древних геологических эпох.

Эти открытия послужили стимулом для широких и разносторонних исследований рудоносных отложений, проведения экспериментальных работ и создания генетических моделей, в которых важное место отводится проблеме источников рудного вещества.

Учитывая, что рудообразующий раствор представляет собой сложную, многокомпонентную физико-химическую систему, проблема источников вещества включает в себя ряд аспектов, требующих отдельного рассмотрения. Это вопросы, связанные с источниками водной и газовой составляющих гидротерм, с условиями формирования их основного солевого состава и общей минерализации и, наконец, с источниками и формами поступления в растворы серы и рудообразующих металлов.

В данной работе предпринята попытка анализа имеющихся фактов и основных представлений по каждому из аспектов обсуждаемой проблемы применительно к формированию современных гидротермально-осадочных рудопроявлений океанской коры<sup>1</sup>.

Многолетнее изучение рудообразующего процесса в рифтовой зоне Красного моря и знакомство с литературным материалом по современному гидротермально-осадочному рудогенезу позволили автору убедиться в том, что, несмотря на обилие фактического материала, экспериментальных данных и теоретических разработок, проблема источников вещества в рудном процессе весьма далека от однозначного решения, причем наиболее спорными являются вопросы, связанные с соотношением в термальных растворах генетически различных компонентов: эндогенных (магматогенных, ювенильных), метаморфогенных (коровых) и экзогенных.

Представления о составе рудообразующих растворов базируются прежде всего на изучении современных геотермальных систем. При этом основные трудности заключаются в невозможности получения проб первичных флюидов и прямых наблюдений над изменением их состава. Даже использование подводных аппаратов и отбор проб растворов не-

<sup>1</sup> Рудообразующие процессы, протекающие на континентальном блоке Земли, и источники вещества, формирующего гидротермально-осадочные руды континентов, в настоящей статье не рассматриваются, так как представляют самостоятельную проблему.

посредственно на выходе их на дно не снимает этих трудностей, поскольку состав гидротерм формируется в результате сложных процессов эволюции первичных флюидов в ходе их циркуляции через породы океанической коры и смешивания с морскими водами. Важная информация о природе растворов и источниках разных их компонентов заключена во флюидных включениях, а также в продуктах извержений наземных вулканов. Для установления источников воды, газов, макро- и микроэлементов в гидротермах обычно используется комплекс таких показателей, как химический состав растворов, данные об их тепловом режиме, состав вулканических газоконденсатов и фумарольных парогазовых струй, а также, что особенно важно, изотопный состав компонентов, что стало возможным лишь благодаря большим успехам в развитии изотопной геохимии.

## ВОДА

Исходя из представлений о крайне низких содержаниях воды в мантийном веществе большинство исследователей признают положение о преобладании в растворах вод экзогенного (морского, метеорного) происхождения. В последнее время это положение было подтверждено серией изотопных исследований, которые являются одним из наиболее надежных способов определения первичных источников  $H_2O$ . Преимущественно поверхностное (морское) происхождение водной составляющей по изотопным данным установлено в рудообразующих рассолах Красного моря и оз. Солтон-Си [28] в палеогидротермах, формирующих сульфидные руды офиолитовых комплексов [45], в колчеданных месторождениях Куроко [16] и в многочисленных источниках различных геотермальных областей мира [27].

На основании изотопных данных ( $D/H$  и  $^{18}O/^{16}O$ ) многие исследователи предполагают присутствие в составе гидротерм также эндогенной составляющей [47, 49]. Максимальное количество глубинной воды оценивается в 5—10%, при этом конкретный ее источник остается неопределенным. Дело в том, что пока нет четких представлений об изотопном составе кислорода и водорода в ювенильных флюидах, а изотопные характеристики магматогенных вод не всегда приемлемы для их генетической интерпретации, поскольку расплав может не только выделять магматическую воду, но и поглощать экзогенную составляющую, выделяя впоследствии флюиды с изотопными показателями кислорода и водорода, близкими к собственно магматогенным водам. Пробы вулканического газа также мало информативны для оценки источника воды, так как в их составе в разных соотношениях может присутствовать как магматическая, так и поверхностная (метеорная, заимствованная из вмещающих пород и др.) вода.

Предположение о наличии эндогенной воды в составе термальных растворов опровергалось сторонниками идеи «сухой» мантии. Количество воды в первичных магматических расплавах оценивалось ранее величиной 0,1 мас. % [50].

Однако в последние годы независимыми методами были получены более точные данные по содержанию воды в мантийных расплавах, в том числе и в исходных магмах срединно-океанических хребтов и офиолитовых комплексов.

Так, в работе И. Д. Рябчикова с соавторами [19] на основании исследования расплавных включений в океанических ферробазальтах содержание воды в родоначальной магме до начала ее кристаллизации оценивается в 1,5—3 мас. %; в исходном расплаве ультраосновных лав офиолитового комплекса Троодос (Кипр) — в 1,3 мас. % [20]. По данным Л. В. Таусона [21], среднее содержание воды в недегазированных расплавах базальтового состава составляет 2—3%, а максимальное количество  $H_2O$  в основных магмах рядом исследователей [9] оценивается в 5—6%.

Согласно существующим представлениям (А. А. Маракушев, Л. Л. Перчук, Е. В. Пиннекер), синтез эндогенной воды осуществляется

при окислении ювенильного водорода на глубинах 20—30 км в условиях зарождения базальтовых магм при температурах 1200—1250° С.

В толеитовых базальтах рифтовых зон Красного моря и срединно-океанических хребтов, по данным многих авторов, содержание  $H_2O$  значительно ниже, чем в исходных магмах, и, как правило, составляет 0,3—0,4 мас. %, причем обычно признается эндогенная ее природа.

Можно предположить, что уменьшение содержания воды в океанических базальтах по сравнению с исходными расплавами обусловлено главным образом процессом ее удаления в составе летучих и переходом во флюидную фазу в ходе кристаллизации магматического расплава.

Эволюция состава летучих компонентов магмы (в том числе воды) по мере ее подъема от мест зарождения к поверхности Земли была подробно изучена А. А. Кадиком на основании лабораторных экспериментов и термодинамических расчетов. При этом было убедительно показано, что  $H_2O$ , являясь одним из наиболее растворимых компонентов летучей фазы, практически не меняет своей концентрации в магмах в широком диапазоне давлений и лишь в области низких ( $<1$  кбар) давлений резко снижается содержание воды в расплаве и происходит переход ее во флюидную фазу.

Подтверждением предположения о наличии в гидротермах глубинной воды являются результаты анализа теплового баланса высокотемпературных гидротермальных систем, проведенного разными исследователями и обобщенного в работе В. И. Кононова. Согласно многочисленным расчетам, для обеспечения тепловой мощности этих систем необходимо дополнительное поступление тепла, вероятнее всего, в виде высоконагретого газоводного флюида [10].

Мы очень кратко остановились на вопросе об источнике водной составляющей термальных рудообразующих растворов, поскольку вывод о том, что подавляющая ее часть представляет собой экзогенную (морскую) воду, а максимальная доля глубинной воды не превышает 10%, в настоящее время сомнений не вызывает. Этот вывод основан на большом фактическом материале с использованием изотопных данных, анализа флюидных включений и экспериментальных исследований.

Вместе с тем присутствие в гидротермах глубинной составляющей имеет принципиальное значение для выявления источников металлов и способов их переноса в ходе гидротермально-осадочного рудогенеза, поскольку вода, будучи одним из основных и активных летучих компонентов магм, способна выносить из них рудные элементы в составе газоводных флюидов и обогащать ими термальные рудообразующие растворы.

## ГАЗОВЫЙ СОСТАВ

Газовый состав термальных вод является одним из важных показателей условий их формирования. Именно этот критерий положен в основу многочисленных классификаций растворов и парогидротерм, в составе которых в разных количественных соотношениях могут присутствовать  $HCl$ ,  $HF$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$ ,  $H_2$ ,  $He$  и другие инертные газы.

Наиболее характерной особенностью газового состава гидротерм в областях современной тектономагматической активности и прежде всего в рифтовых зонах планеты является высокая концентрация водорода, присутствие метана и гелия определенного изотопного состава.

**Водород.** Исследованиями последних лет установлены высокие содержания водорода в термальных флюидах практически всех современных рифтовых зон. Так, аномально высокие (до  $1500 \cdot 10^{-4}$  мл/л) концентрации  $H_2$  были обнаружены в придонных водах юго-западной части впадины Атлантик-II (Красное море) в местах разгрузки гидротерм, при этом было отмечено, что за пределами впадины содержание  $H_2$  в придонных водах резко падает [6]. В высокотемпературных гидротермах на  $21^\circ$  с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия содержание  $H_2$  в 1 г воды составляет  $2 \cdot 10^{-5}$  см<sup>3</sup> [48]. По оценке этих же исследователей, общий

поток водорода в глобальной системе срединно-океанических хребтов составляет  $1,3 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup>/год. Высокое, а часто и преобладающее содержание водорода характерно также для флюидных газовых включений из магматических пород рифтовых зон. Так, по данным С. В. Икорского и А. И. Полякова [8], в пробах газа из пород рифтовых зон Восточной Африки резко преобладает водород, содержание которого достигает 1,27 см<sup>3</sup>/кг. Исследование газов в базальтах Калифорнийского залива, по данным глубоководного бурения, показало, что максимальная (4,62 см<sup>3</sup>/кг) величина среднего содержания Н<sub>2</sub> обнаружена в скважине, расположенной на пересечении трещинной зоны с центральной палеомагнитной аномалией [51]. Высокие концентрации водорода в газах наземных гидротермальных систем отмечены лишь в районах, примыкающих к срединно-океаническим хребтам. Так, в гидротермах Срединной зоны Исландии, являющейся наземным продолжением Атлантического рифта, содержание Н<sub>2</sub> достигает 64% от общего количества газов [11]. В парогазовых струях скважины Ахуачапан в Сальвадоре содержится до 40% Н<sub>2</sub>, в газах гейзеров Калифорнии — до 15% [22]; районы развития этих термопроявлений расположены на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Если учесть, что в составе газов большинства гидротермальных систем мира водород либо отсутствует, либо содержания его крайне малы, вполне справедливо утверждение В. И. Кононова и Б. Г. Поляка, что водородный тип термальных вод весьма специфичен и характерен для областей высокой тектономагматической активности, прежде всего для глобальной системы рифтовых зон [12]. Вопрос о происхождении или источнике водорода, выделяющегося в составе термальных растворов, нельзя считать окончательно решенным. Однако целый ряд фактов позволяет предполагать его глубинный генезис, связанный либо с процессами дегазации мантии, либо с генерацией его в ходе магнообразования.

Еще в 20-х годах В. И. Вернадский высказал предположение о наличии водорода в глубоких недрах планеты. Представления о мантийном источнике Н<sub>2</sub> и о его ведущей роли в процессе дегазации Земли успешно разрабатываются целым рядом ученых (П. Н. Кропоткин, А. А. Маракушев, Л. Л. Перчук, В. Н. Ларин, Н. И. Хитаров и др.), создаются модели физико-химических условий формирования водородных флюидов (А. А. Кадик, О. А. Луканин).

Полученные за последние годы и приведенные выше данные, касающиеся приуроченности водородных терм к планетарной системе рифтов, на наш взгляд свидетельствуют в пользу глубинного происхождения водорода. Предположение это подтверждается присутствием Н<sub>2</sub> во флюидных включениях минералов основных и ультраосновных пород, в кимберлитовых трубках Якутии (40—53 об. %), в вулканических газах Гавайских островов и Камчатки [14], в газовых включениях алмазов Африки и Бразилии (43—50 об. %) [40]. Следует отметить также, что при бурении сверхглубокой скважины на Кольском полуострове в пределах древнего Балтийского щита на глубине 12 000 м были обнаружены потоки водорода, а также гелия и метана.

Наконец, весьма веский аргумент в пользу глубинного источника водорода — его связь с поступлением мантийного гелия.

**Гелий.** Важная отличительная особенность газового состава флюидов в мобильных зонах океанической коры — высокая концентрация в них гелия, обогащенного легким, «первичным» изотопом — <sup>3</sup>He.

Впервые аномально высокие содержания гелия в придонных водах над гребнем Восточно-Тихоокеанского поднятия были отмечены К. Бострёмом и М. Петерсоном в 1966 г. С тех пор гелиевые аномалии установлены в придонных водах и термальных растворах в целом ряде районов рифтовых зон с активной гидротермальной деятельностью. Так, в Красном море высокие ( $200\text{—}260 \cdot 10^{-4}$  мл/л) содержания гелия отмечены во впадине Атлантик-II [6]. В районе гидротермального поля TAG на 26° с. ш. Срединно-Атлантического хребта самые высокие концентрации He установлены в придонных водах центральных частей рифтовой доли-

Изотопный состав гелия в базальтах (I) и термальных растворах (II) рифтовых зон

Район опробования	$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-5}$		Литературный источник
	I	II	
Хребет Хуан-де-Фука	1,1	—	[36]
Калифорнийский залив (впадина Гуай-мас)	—	1,1	[38]
21° с. ш. ВТП	1,09—1,32	1,02	[39, 48]
20° ю. ш. ВТП	1,27	—	[39]
Галапагосский рифт (1° с. ш.)	1,11	1,19	[36]
Марианский трог	—	1,19	[29]
Впадина Атлантик-II (Красное море)	—	1,22	[37]
Остров Исландия	—	0,6—3,4	[11]
Срединно-Атлантический хребет (23° с. ш.)	1,13	—	[36]

ны, особенно в разломных зонах [35]. Аномально высокие содержания гелия отмечены также на 13° с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия, в Калифорнийском заливе и других тектонически активных регионах.

Одним из наиболее важных и достоверных показателей присутствия в термальных флюидах глубинной, ювенильной составляющей считается величина отношения изотопов  $^3\text{He}$  и  $^4\text{He}$ , так называемая изотопно-гелиевая метка.

Для современной мантии значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  оцениваются величиной  $n \cdot 10^{-5}$ .

В настоящее время накоплен большой фактический материал по изотопии гелия в разных природных объектах в пределах развития как континентальной, так и океанической земной коры. Систематизация и глубокий генетический анализ всех новейших сведений по изотопному составу гелия проведены Б. Г. Поляком [17]; из этой работы мы выбрали данные, относящиеся к рифтовым зонам Мирового океана и главным образом к тем их участкам, где наблюдается гидротермальная деятельность и образуются металлоносные отложения.

Приведенные в табл. 1 данные наглядно демонстрируют большое разнообразие изотопного состава гелия в породах и гидротермах рифтовых зон.

В подавляющем большинстве районов значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  составляют  $(1,1—1,2) \cdot 10^{-5}$ , что является прямым индикатором преобладания в этих районах мантийного гелия.

Учитывая хорошую растворимость этого газа в воде, можно предположить, что основной механизм его миграции — перенос газоводными флюидами.

Углеродсодержащие газы в гидротермах могут быть представлены как восстановленными (углеводороды), так и окисленными (углекислый газ) формами.

Термальные растворы рифтовых зон наряду с водородом и гелием содержат обычно значительные количества углеводородов и прежде всего метана. В придонных водах юго-западной части впадины Атлантик-II (в местах разгрузки гидротерм) концентрация метана составляет  $2800 \cdot 10^{-4}$  мл/л [6], в гидротермах на 21° с. ш. ВТП —  $2 \cdot 10^{-5}$  см<sup>3</sup>/г воды [48]. Общий поток метана в системе срединно-океанических рифтов оценивается в  $1,6 \cdot 10^8$  м<sup>3</sup>/год [48]. В магматических породах рифтовых зон Восточной Африки содержится до 0,12 см<sup>3</sup>/кг метана [8].

Поскольку метановые гидротермы развиты в широком диапазоне геолого-тектонических обстановок, характеризуются большим интервалом температур и значений рН и типичны не только для рифтовых зон, мы не рассматриваем все возможные условия их формирования. Отметим только, что проблема глубинного источника углеводородов широко обсуждается в литературе, при этом подробно рассматриваются физико-

химические условия формирования метаново-водородных флюидов при плавлении мантийных пород.

В работе Э. М. Галимова, посвященной анализу изотопной геохимии углерода разного генезиса, отмечено, что для первичного мантийного метана характерно обогащение углерода тяжелым изотопом. Такой «тяжелый» метан со значениями  $\delta^{13}\text{C}$   $-3,2 \div -12,8\%$  был обнаружен в газовых включениях некоторых изверженных пород, при этом предполагается его ювенильное происхождение [5].

Углекислые газы могут поступать в гидротермы из разных источников, что определяет широкие вариации в них изотопного состава углерода. По мнению Э. М. Галимова, в ювенильной углекислоте  $\delta^{13}\text{C}$  составляет  $-7\%$  [5].

Интересные данные по изотопии углерода из рассолов впадины Атлантик-II (Красное море) опубликованы в работе [30], где показано, что значение  $\delta^{13}\text{C}$  в  $\text{CO}_2$ , растворенном в нормальной воде Красного моря, составляет  $+0,8\%$ , в верхнем слое рассола  $-22\%$ , в нижнем  $-4\%$ .

Можно предположить, что обогащение двуокиси углерода легким изотопом в рассолах впадины Атлантик-II свидетельствует о присутствии в их составе глубинной углекислоты, поступающей с гидротермами, и об ее участии в гидротермально-осадочном карбонатообразовании. По данным Дж. Халстона и В. Маккейба [32], изотопный состав углерода в рассолах впадины Атлантик-II в целом соответствует изотопии углерода из других геотермальных районов.

**Серные газы** ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ) присутствуют в составе термальных растворов в целом ряде рифтовых зон.

Исследование изотопного состава серы газовой составляющей в продуктах извержения некоторых вулканов срединной зоны Исландии показало, что как восстановленные ( $\text{H}_2\text{S}$ ), так и окисленные ( $\text{SO}_2$ ) ее формы имеют значения  $\delta^{34}\text{S}$ , близкие к нулю, что, по мнению некоторых исследователей [4], может свидетельствовать о глубинном, мантийном ее источнике.

Поскольку сера принимает непосредственное участие в гидротермально-осадочном минералообразовании, особенности ее изотопного состава и возможные источники будут рассмотрены более подробно.

Таким образом, исходя из современных данных по составу, количеству и изотопной геохимии газовой составляющей термальных растворов океанической коры следует, что большинство газов может иметь разные источники (магматогенный, мантийный, коровый, экзогенный), причем четкие критерии для выявления их генетической природы и оценки количественных соотношений в настоящее время отсутствуют. Тем не менее для всех рассмотренных газов приведенные выше факты позволяют предполагать участие в составе гидротерм глубинной (мантийной, магматогенной) составляющей.

Наиболее надежно установлен источник инертного газа — гелия, изотопные показатели которого в гидротермах рифтовых зон однозначно свидетельствуют о его мантийном происхождении, достаточно обоснован также глубинный (мантийный) источник водорода. Однако эти газы могут поступать в современные термальные растворы двумя путями — как непосредственно при дегазации мантийного расплава, так и при заимствовании их из базальтов океанической коры.

Возможность обогащения водородом высокотемпературного гидротермального флюида при его взаимодействии с базальтами показана Д. В. Гричуком с соавторами [7], которые путем термодинамических расчетов установили характер химических изменений морской воды, реагирующей с океаническими базальтами.

В настоящее время не представляется возможным оценить долю газовой компоненты, поступающей при дегазации расплава и выщелоченной из уже остывших базальтов. Использование изотопно-гелиевой метки также не решает этой задачи, поскольку изотопные показатели гелия, непосредственно выделяющегося из современной мантии и «застывшего» в базальтах океанической коры, практически идентичны.

Представления об источниках серы, участвующей в различных процессах сульфидообразования, базируются главным образом на особенностях ее изотопного состава, при этом за эталон сравнения принимается метеоритная сера троилита со значением  $\delta^{34}\text{S}$ , равным нулю.

Поскольку мантийная сера характеризуется нулевым значением  $\delta^{34}\text{S}$ , сульфиды и сера магматических пород в целом также изотопически близки эталону, а для осадочных сульфидов характерен большой разброс величин  $\delta^{34}\text{S}$ , в литературе широко распространена сравнительно простая генетическая интерпретация изотопных показателей, а именно: близкие к нулю значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах считались доказательством мантийного источника серы; сульфиды с широким интервалом обычно отрицательных значений  $\delta^{34}\text{S}$  интерпретировались обычно как осадочные, диагенетические образования, сформированные в ходе низкотемпературных процессов биогенной сульфатредукции; для гидротермальных и гидротермально-осадочных сульфидов с разными изотопными характеристиками предполагались различные источники серы.

Однако по мере развития изотопно-геохимических исследований и более полного познания механизмов изотопного фракционирования стало ясно, что такая интерпретация изотопных данных для выявления источников серы может использоваться лишь в самом общем виде и должна сочетаться с другими показателями генезиса сульфидов.

В настоящее время накоплен большой фактический материал по изотопии серы и подробно разработаны общие вопросы физико-химических процессов изотопного фракционирования (В. И. Виноградов, В. Н. Гриненко и др.), в том числе применительно к гидротермальным рудным месторождениям [16]. В последней работе отмечено, что в формировании гидротермальных и гидротермально-осадочных сульфидов может участвовать как магматическая сера (выщелоченная из вмещающих пород или поступающая в составе магматогенных флюидов), так и сера из сульфатов морской воды. Следует отметить, что при интерпретации одного и того же фактического материала существует несколько вариантов, при этом одни исследователи отдают предпочтение процессам восстановления сульфатов морской воды, другие — выносу магматогенной серы в составе флюидов, третьи — выщелачиванию серы из вмещающих пород; большинство же авторов предполагают существование нескольких источников серы и пытаются количественно оценить вклад каждого из них.

Важная информация, позволяющая по изотопным данным судить об источниках серы в новообразованных сульфидах, получена в результате экспериментальных работ по взаимодействию базальтов с морской водой. В работе [42] показано, что в ходе этого взаимодействия при температуре  $250^\circ\text{C}$  и выше происходит восстановление сульфатов морской воды двухвалентным железом базальтов ( $\text{SO}_4^{2-} + 8\text{Fe}^{2+} + 100\text{H}^+ \rightarrow \text{H}_2\text{S} + 8\text{Fe}^{3+} + \text{H}_2\text{O}$ ) и образуются сульфиды (пирит и пирротин) со значениями  $\delta^{34}\text{S}$  от  $+8,0$  до  $+20,7\%$ . Широкие вариации изотопного состава полученных в эксперименте сульфидов авторы ставят в зависимость от соотношения разных источников серы — выщелоченной из базальтов и образованной абиогенным восстановлением сульфатов морской воды.

Образование  $\text{H}_2\text{S}$  в результате абиогенной сульфатредукции двухвалентным железом базальтов предполагается также в геохимической модели красноморского сульфидообразования, разработанной В. Шенком и Дж. Бишоффом [44]. При этом авторы, основываясь на изотопных данных, приходят к выводу об ограниченности масштабов этого процесса. Дело в том, что изотопный состав серы сульфатов в рассолах и нормальной морской воде Красного моря практически идентичен ( $\delta^{34}\text{S} + 20\%$ ), в случае же восстановления значительных количеств сульфатов вследствие изотопного обмена с сульфидами сульфатная сера гидротерм была бы обогащена тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$ , что нарушило бы наблюдае-

мое соответствие изотопного состава серы сульфатов в рассолах и морской воде.

Отмечая важную роль абиогенной сульфатредукции в процессах гидротермально-осадочного сульфидообразования, большинство исследователей в качестве основного восстановителя рассматривают двухвалентное железо базальтов. Принимая во внимание отмеченное выше активное поступление водорода в глобальной системе рифтовых зон, по-видимому, нельзя исключать его участия в восстановлении сульфатов морской воды. Более того, доказана возможность и изучены условия протекания этого процесса [13].

Многочисленные исследования изотопного состава серы сульфидов в гидротермально-осадочных образованиях океанского дна показали, что значения  $\delta^{34}\text{S}$  в них колеблются в весьма незначительных пределах. Так, в сульфидах из гидротермальных холмов  $21^\circ$  с. ш. ВТП они меняются от  $+1,3$  до  $+4,1\%$  [46], причем наиболее обычный интервал значений  $\delta^{34}\text{S}$  еще меньше и составляет  $+1,9 \div +3,3\%$  (среднее  $+2,1\%$ ).

В сульфидных отложениях впадины Атлантик-II (Красное море), по нашим и литературным данным, значения  $\delta^{34}\text{S}$  несколько выше, чем в сульфидах ВТП, и колеблются от  $+3,1$  до  $+6,3\%$ , в единичных пробах повышаясь до  $+10\%$ .

В опубликованной недавно обзорной работе по стратиформным колчеданным месторождениям мира [23] показано, что изотопный состав серы в сульфидах большей части этих месторождений обнаруживает сравнительно узкий интервал значений, в целом близкий изотопному составу серы современных сульфидных накоплений океанского дна.

По данным В. И. Виноградова с соавторами [4], изотопный состав сульфидной серы в термопроявлениях вулканически активной зоны Исландии близок к метеоритному стандарту, а за пределами районов активного вулканизма сера обогащается тяжелым изотопом ( $\delta^{34}\text{S} = +3,3 \div +7,3\%$ ). По мнению авторов, источником серы в сульфидах активных областей является вулканогенный  $\text{H}_2\text{S}$ , а утяжеление изотопного состава сульфидной серы за их пределами происходит в результате участия в минералообразовании сульфатов морской воды.

В целом же современное состояние наших знаний по изотопной геохимии гидротермально-осадочных сульфидов позволяет считать, что все вариации их изотопного состава определяются прежде всего соотношением в рудообразующих растворах сульфидной серы, поступающей из разных источников, при этом, чем ближе к эталону значения  $\delta^{34}\text{S}$ , тем меньшую роль в сульфидообразовании играют процессы абиогенного восстановления сульфатов морской воды.

В некоторых работах [46] предпринята попытка количественно оценить вклад серы из разных источников, участвующей в формировании сульфидных холмов на  $21^\circ$  с. ш. ВТП, при этом на основании материально-изотопного баланса показано, что для обеспечения характерных для этих сульфидов значений  $\delta^{34}\text{S}$  ( $+1,9 \div +3,3\%$ ) преобладающую роль (порядка  $80-90\%$ ) должна играть магматогенная сера со значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , близкими нулю. Можно предположить, что утяжеление серы в гидротермальных сульфидах Красного моря по сравнению с ВТП обусловлено большей интенсивностью сульфатредукционных процессов, вероятнее всего, связанное с участием в процессах восстановления сульфатов (помимо двухвалентного железа) органического вещества глинистых сланцев из эвапоритовых толщ.

Итак, анализ данных по изотопному составу сульфидной серы в гидротермально-осадочных образованиях океанского дна, в базальтах и в термопроявлениях вулканически активных зон в сочетании с результатами экспериментальных работ позволяет сделать следующие выводы: сера, участвующая в формировании сульфидных рудопроявлений океанской коры, а также, возможно, и стратиформных колчеданных месторождений геологического прошлого, имеет преимущественно магматогенную природу. Доля сульфидной серы, образованной в результате восстановления морских сульфатов, в целом, как правило, незначительна.

К сожалению, при попытке более точно установить источник «магматогенной» серы мы сталкиваемся с теми же трудностями, что и при интерпретации источников гелия. Изотопные данные не позволяют однозначно решить вопрос о непосредственном участии в сульфидообразовании глубинной (мантийной, магматической) серы, поскольку ее изотопные показатели (близкие к нулю значения  $\delta^{34}\text{S}$ ) мало отличаются от изотопии серы базальтов и первичных магматогенных сульфидов. Таким образом, мантийная сера с субнулевыми значениями  $\delta^{34}\text{S}$  может поступать в термальные растворы как в составе газовой фазы, так и в процессе выщелачивания серы из уже остывших океанических базальтов, причем критерии разделения этих источников в настоящее время отсутствуют.

### ОСНОВНОЙ СОЛЕВОЙ СОСТАВ

Представления об основном солевом составе термальных растворов долгое время базировались главным образом на изучении газовой-жидких включений в гидротермально измененных породах океанского дна, поскольку гидротермы в чистом виде были практически недоступны для непосредственного их анализа. Однако в последние годы благодаря широкому внедрению в практику океанологических работ подводных аппаратов создались условия для получения проб термальных растворов в местах их разгрузки на дне, что расширило наши знания об их химическом составе.

В настоящее время опубликованы данные по содержанию основных элементов в гидротермах целого ряда рифтовых зон (21 и 13° с. ш. ВТП, Галапагосский рифт, Срединно-Атлантический рифт, п-ов Рейкьянес в Исландии), подробно изучен также состав придонного рассола во впадине Атлантик-II (Красное море), в целом отражающего состав разгружающихся во впадине термальных растворов<sup>2</sup>.

Мы попытались собрать все известные нам, пока немногочисленные данные по составу гидротерм и сравнить их с составом нормальной морской воды. Как следует из табл. 2, термальные рудообразующие растворы, так же как и нормальная морская вода, характеризуются резким преобладанием в своем составе ионов хлора и натрия, т. е. являются хлорнатриевыми растворами, минерализация которых, как правило, близка солености морской воды (за исключением рассолов Красного моря).

Все изученные растворы отличаются от нормальной морской воды повышенными содержаниями К, Са и кремнезема и резко пониженными (вплоть до полного отсутствия) — ионов  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ .

Относительное увеличение концентрации в гидротермах К, Са и  $\text{SiO}_2$  и уменьшение Mg и сульфат-иона обусловлено главным образом процессами взаимодействия растворов с океаническими базальтами, что убедительно подтверждается экспериментальными данными, результатами сравнения состава свежих и гидротермально измененных пород, а также термодинамическими расчетами.

В работе С. Хамфриса и Дж. Томпсона [33] предпринята попытка в целом оценить поведение химических элементов при взаимодействии гидротермальных растворов с океаническими базальтами. Ниже приведены результаты сравнения состава измененных и неизмененных пород и нормализации всех химических элементов относительно алюминия, наиболее инертного в процессах преобразования пород; отражающие соотношение привноса и выноса из базальтов главных породообразующих компонентов. Эти данные (в г/100 см<sup>3</sup>), характеризующие поведение химических элементов в процессе взаимодействия гидротерм с базальтами, свидетельствуют о резком преобладании выноса (—) из пород таких компонентов, как  $\text{SiO}_2$  и Са, и привноса (+) Mg [33]:

<sup>2</sup> Согласно оценке Х. Крейга, примесь морской воды в нижней части рассола не превышает 5%.

Основной солевой состав термальных растворов и нормальной морской воды, г/кг

Место опробования	Литературный источник	Na	K	Ca	Mg	Si	Cl	SO <sub>4</sub>	Na/Cl
Восточно-Тихоокеанское поднятие	[41] (13° с. ш.)	10,35	0,93	0,64	Her	0,28	19,49	Her	0,53
		12,7	1,13	2,12	0,08	0,28	25,9	0,1	0,49
	[31] (21° с. ш.)	12,88	1,15	2,2	Her	0,28	26,23	Her	0,49
	[34] *	9,9	0,97	He опр.	He опр.	He опр.	17,33	He опр.	0,57
Галапагосская рифтовая зона	[31]	5,96—11,2	0,73	0,98—1,61	Her	0,28	11,4—21,09	Her	0,53
П-ов Рейкьянес (Исландия)	[22]	14,92	2,10	2,32	0,001	0,42	28,7	0,04	0,52
	[25]	11,5	1,71	1,7	0,001	0,13	22,68	0,03	0,51
	[26]	10,4	1,38	1,8	0,008	He опр.	20,75	0,07	0,50
		9,6	1,35	1,53	0,01	»	19,26	0,03	0,50
Владина Атлантик-II (Красное море)	[1]	92,6	1,87	5,15	0,77	0,03	156,03	0,84	0,59
Нормальная морская вода	—	10,76	0,39	0,41	1,29	0,002	19,35	2,71	0,55

\* Состав исходного термального раствора рассчитан по данным конкретных химических анализов для районов сульфидного рудоотложения ( $T$  350 °C, pH ~3,5).

SiO <sub>2</sub>	-32,48	+3,56
CaO	-24,98	+4,14
MgO	-1,89	+19,74
H <sub>2</sub> O	+1,48	+13,76
FeO	-9,07	+13,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-4,92	+6,58
Na <sub>2</sub> O	-1,89	+4,22
K <sub>2</sub> O	-0,56	+0,71
TiO <sub>2</sub>	-2,00	+1,95
MnO	-0,28	+0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0,06	+0,32

Термодинамический расчет взаимодействия высокотемпературного раствора с базальтами показал, что в ходе этого процесса гидротермы обогащаются кремнеземом, железом, калием и теряют магний и сульфат-ион [7].

Удаление из растворов Mg происходит как в путях их миграции через породы океанического дна, так и в местах разгрузки, где в твердую фазу выпадают такие Mg-содержащие силикаты, как тальк и сапонит, а также гидратированные сульфаты типа  $Mg(SO_4)_2 \cdot (OH)_2$ , в частности гидросульфат Mg — каминит. Такого рода аутигенные образования зафиксированы в трещинах базальтов, в стенках труб, по которым вытекают на дно растворы, а также в осадках близ выходов гидротерм на разных участках рифтовых зон (Красное море, ВТП) и описаны в целом ряде работ.

Одним из основных процессов, извлекающих из гидротерм ионы  $SO_4^{2-}$  является, по-видимому, абиогенное их восстановление в ходе взаимодействия с базальтами и другими породами, сквозь которые мигрируют растворы. Возможность этого процесса, как было показано выше, доказана экспериментально и подтверждена термодинамическими расчетами.

Другой причиной снижения концентрации сульфатов может быть выпадение в твердую фазу ангидрита, происходящее при смешивании высокотемпературных растворов с морской водой.

Известно, что стенки труб, по которым движутся гидротермы, сложены в основном ангидритом и сульфидами. Крупные скопления чистого ангидрита или в ассоциации с сульфидами развиты в юго-западной части впадины Атлантис-II (Красное море), маркируя участки выхода на дно термальных растворов. Значительные количества ангидрита встречены также в верхних горизонтах разреза вулканических пород в районе м. Рейкьянес (Исландия) [10].

Учитывая большие количества выпадающего в твердую фазу ангидрита, а также изотопный состав серы, можно предположить, что в формировании ангидрита участвуют сульфаты как из гидротерм, так и из нормальной морской воды.

Анализируя состав термальных растворов, необходимо кратко рассмотреть еще один, очень важный аспект формирования их анионной составляющей, а именно вопрос о концентрации и источнике хлора.

Проблема формирования так называемых рассолов приобрела в последние годы остро дискуссионный характер. При этом широко распространены представления о глубинном, эндогенном генезисе не только древних высокоминерализованных вод континентального блока, но и современных рассолов, развитых, в частности, в районах оз. Солтон-Си и в Красном море, принадлежащих к тектонически активным мобильным областям Земли.

Действительно, именно в областях с минимальной толщиной земной коры, отвечающих спрединговым зонам, влияние эндогенного фактора проявляется с максимальной интенсивностью — выделяются мантийные газы, отмечаются самые высокие значения теплового потока и, наконец, работают мощные гидротермальные рудообразующие системы, ответственные за формирование широкой гаммы металлоносных осадков.

Предполагая эндогенное происхождение высокоминерализованных хлорнатриевых рассолов, естественно ожидать их приуроченности к об-

ластям рифтогенеза и активной гидротермальной деятельности. Однако анализ данных по основному катионно-анионному составу гидротерм рифтовых зон (см. табл. 2) свидетельствует о том, что концентрация хлора в растворах находится, как правило, на уровне его содержания в нормальной морской воде. Более того, из работы В. И. Кононова [10], где сведены данные по составу разнообразных термальных вод современных вулканических активных областей мира, следует, что при широком диапазоне концентраций  $Cl$  в гидротермах его содержание практически нигде не превышает (как правило, значительно ниже) значения концентрации этого элемента в нормальной морской воде. Исключениями являются рассолы, развитые в ряде глубоководных впадин Красного моря и в геотермальной системе Солтон-Си, а также некоторые «береговые» термы.

В настоящее время происхождение красноморских рассолов, как правило, связывают с растворением морской водой миоценовых эвапоритов, мощные толщи которых широко развиты в приобтовых частях рифтовой долины. Возможные процессы формирования рассолов оз. Солтон-Си также рассмотрены в целом ряде работ, в большинстве которых признается экзогенная их природа. Из всех существующих гипотез наиболее правдоподобным и аргументированным нам представляется предположение В. И. Кононова [10], объясняющего высокую минерализацию растворов проникновением соленых вод оз. Солтон-Си по трещинам и разломам. В Калифорнийском грабене развиты также эвапориты, растворение которых может способствовать возрастанию солёности гидротерм. Что касается некоторого повышения минерализации растворов, разгружающихся на суше или в прибрежных, мелководных участках моря, то причиной этого является их частичное выпаривание в очагах разгрузки, происходящее в результате кипения растворов.

Таким образом, на большом фактическом материале показано, что в пределах глобальной системы рифтовых зон и областей современного вулканизма степень минерализации термальных растворов, за редким исключением, не превышает солёности нормальной морской воды.

Высокоминерализованные рассолы в современных гидротермальных системах пространственно и генетически связаны с наличием экзогенных эвапоритовых залежей или с поверхностными солеными водами, локализация которых обусловлена прежде всего климатическим фактором, что убедительно показано в работах Н. М. Страхова и М. Г. Валяшко.

Из данных, приведенных в табл. 2, видно, что во всех изученных термальных растворах независимо от абсолютных концентраций в них  $Na$  и  $Cl$  величины отношения между ними меняются незначительно и в целом близки к значениям в морской воде. Относительное уменьшение величин отношения  $Na$  к  $Cl$  в гидротермах Тихого океана и Исландии может быть обусловлено взаимодействием растворов с базальтами, и в частности процессом альбитизации, частично выводящим из раствора натрий. В рассолах впадины Атлантис-II, напротив, значение  $Na/Cl$  несколько выше, чем в морской воде, что, вероятно, связано с выпадением в осадок небольших количеств хлоридов металлов, в частности атакмита, обнаруженного нами в осадках впадины Атлантис-II.

Сторонники глубинного источника хлора в качестве одного из аргументов используют тот факт, что  $Cl$  является характерным газовым компонентом вулканических извержений. Действительно, хлор выделяется из магмы при ее дегазации и, несомненно, входит в состав глубинных магматогенных флюидов. Поэтому для оценки его истинной роли в формировании солевого состава современных термальных растворов необходимо оценить количество или концентрацию хлора в магматогенных флюидах, что можно сделать с помощью анализа состава вулканических газоконденсатов. Концентрация хлора в газоконденсатах (20 проб) базальтового извержения Большого Толбачика (Камчатка) колеблется от 23,8 до 0,7 г/кг и в среднем составляет 15,82 г/кг, т. е. заметно ниже содержания  $Cl$  в нормальной морской воде [15].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что несмотря на преобладание хлора в водах многих гидротермальных систем и на его постоянное присутствие в газовой составляющей магматических расплавов, эндогенный источник не может быть ответственным за формирование солевого фона термальных растворов (в том числе и высокоминерализованных рассолов), основная часть хлора в них имеет экзогенное, морское происхождение.

Таким образом, анализ данных химического состава субмаринных гидротермальных растворов говорит о том, что их основной солевой состав формируется в результате взаимодействия морской воды с породами, сквозь которые проходят гидротермы, при весьма незначительном участии глубинного вещества. Степень их минерализации связана с общей геологической ситуацией районов гидротермальной активности, а именно с наличием или отсутствием соленосных пород, способных выщелачиваться и повышать общую концентрацию растворов, либо с присутствием высокосоленых поверхностных вод.

В этой связи важно еще раз подчеркнуть то обстоятельство, что степень минерализации гидротерм в мобильных регионах Земли варьирует в очень широких пределах и непосредственно не влияет на интенсивность гидротермально-осадочного рудообразования, по крайней мере для областей с океаническим типом земной коры. Подробно этот вопрос был рассмотрен в работах [2, 3].

Добавим, что на примере базальтов хр. Хуан-де-Фука экспериментально доказано, что растворы с высокой концентрацией NaCl (4 M NaCl) извлекают из породы значительно меньше элементов (в том числе рудных), чем морская вода [43]. Экспериментальные исследования и термодинамические расчеты показали также, что растворимость сульфидов в термальных растворах практически не зависит от концентрации в них ионов хлора [18].

Рассмотрев вопросы, связанные с источниками водной и газовой составляющих и с формированием основного солевого состава современных термальных растворов в пределах развития океанической коры, необходимо отметить, что решение этой сложной проблемы требует комплексного подхода. При этом геохимические и изотопные исследования растворов и образующихся при их разгрузке отложений должны сочетаться с анализом магматического процесса в целом, с изучением теплового потенциала гидротермальных систем и с лабораторными экспериментами.

Предположение о присутствии в составе термальных растворов эндогенного вещества основывается прежде всего на том, что выделение летучих компонентов в ходе эволюции глубинного расплава является одним из важнейших магматических процессов.

В настоящее время достаточно полно изучена не только качественная сторона явления, но и имеются в разной степени достоверные и полученные независимыми методами количественные оценки потери летучих при остывании и кристаллизации магматического расплава.

Так, в работе [24] сравниваются содержания Cl, S и H<sub>2</sub>O во включениях стекла внутри ненарушенных кристаллов различных минералов самых ранних стадий кристаллизации и в пузырчатых дегазированных стеклах лав разного состава. При этом показано, что в последних количество летучих в 5—20 раз меньше и наибольшей летучестью обладает хлор.

По расчетам Л. В. Таусона [21], в процессе кристаллизации базальтоидных расплавов из них удаляется не менее половины воды и 90% хлора. При дегазации базальтовых лав Большого Толбачинского вулкана было вынесено, %: воды, содержащейся в магме, 99,9, хлора 96 и серы 48 [15].

Предполагается, что глубина и условия отделения летучих от магмы определяются прежде всего их дифференциацией в зависимости от растворимости в расплаве, что подтверждается закономерной последовательностью выделения различных газов при современной вулканической

деятельности. Так, в результате анализа большого фактического материала, полученного на всех активных вулканах мира, дополненного новейшими данными по составу эксгаляций трещинного извержения Большого Толбачика, показано, что относительно плохо растворимые в магме газы ( $H_2$ ,  $SO_2$ ,  $CO_2$ ) выделяются на самых ранних этапах извержения; хорошо растворимые компоненты ( $H_2O$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ) обогащают эксгаляции эффузивной фазы извержения и постмагматические фумаролы [15].

По-видимому, при образовании промежуточных магматических очагов труднорастворимые газы отделяются от расплава на больших глубинах, а вода и галоиды переходят во флюидную фазу в близкповерхностных условиях при относительно низких давлениях.

В решении проблемы источников вещества и обосновании участия в современных термальных растворах глубинной компоненты важную роль играют новейшие данные по тепловому питанию гидротермальных систем.

Работами ряда исследователей установлено, что для обеспечения теплового питания наиболее мощных высокотемпературных геотермальных систем помимо регионального теплопотока требуется дополнительный источник тепла, которым может быть магматический очаг и связанный с ним поток летучих, обладающих высокой теплоемкостью. К таким же выводам привели расчеты, проведенные для геотермальной системы Красного моря [10].

Таким образом, приведенные данные позволяют предположить участие в высокотемпературных гидротермах рифтовых зон глубинного (мантийного, магматогенного) вещества. Для воды и хлора доля глубинной составляющей минимальна, основная часть этих компонентов имеет экзогенный (морской) источник.

Такие газы, как гелий, водород, частично углеводороды, а также сера могут поступать из мантии в процессе ее дегазации или из промежуточных магматических очагов. Следует при этом подчеркнуть, что проблема геохимического баланса вещества, поступающего из разных источников, еще очень далека от решения. Однако сам факт влияния магматических процессов на формирование рудообразующих гидротерм сомнений не вызывает, а следовательно, необходимо искать следы этого влияния не только в растворах, но и в продуктах гидротермальной деятельности, т. е. в гидротермально-осадочных образованиях на дне океана, геохимические особенности которых и возможные источники металлов будут рассмотрены в следующем сообщении.

#### Литература

1. Брюер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 70—76.
2. Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлонесных осадков Красного моря. Сообщ. 2.— Литология и полезн. ископаемые, 1984, № 4, с. 11—31.
3. Бутузова Г. Ю. Особенности гидротермально-осадочного рудогенеза в рифтовой зоне Красного моря.— Литология и полезн. ископаемые, 1985, № 5, с. 39—55.
4. Виноградов В. И., Кононов В. И., Поляк Б. Г. Изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 1149—1152.
5. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
6. Геодекян А. А., Авилон В. И., Большаков А. М., Свинаренко В. К. Газы природных вод Красного моря.— Океанология, 1984, т. XXIV, вып. 4, с. 624—627.
7. Гричук Д. В., Борисов М. В., Мельникова Г. П. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: оценка эволюции раствора.— Геология руд. месторождений, 1985, т. 27, № 4, с. 3—23.
8. Икорский С. В., Поляк А. И. Результаты исследования газов в магматических породах рифтовых зон Восточной Африки.— Геохимия, 1973, № 6, с. 816—823.
9. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 265 с.
10. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 212 с.
11. Кононов В. И., Поляк Б. Г. Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 163—165.

12. Кононов В. И., Поляк Б. Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах.— *Геохимия*, 1982, № 2, с. 163—177.
13. Кулибакина И. Б. О роли водорада в процессах абиогенной сульфатредукции.— *Докл. АН СССР*, 1985, т. 280, № 2, с. 495—497.
14. Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 209 с.
15. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шанарь В. Н. Геохимические особенности вулканических газов.— В кн.: Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984, с. 285—308.
16. Омото Х., Рай Р. О. Изотопы серы и углерода.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с. 405—446.
17. Поляк Б. Г. Тепломассопоток из мантии в главных тектонических структурах земной коры: Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР, 1986. 40 с.
18. Рафальский Р. П. Растворимость пирита в гидротермальных растворах.— *Геохимия*, 1985, № 1, с. 78—92.
19. Рябчиков И. Д., Соловова И. П., Дмитриев Ю. И., Муравицкий Г. Н. Вода в родоначальной магне океанских ферробазальтов.— *Геохимия*, 1984, № 2, с. 209—216.
20. Соболев А. В., Наумов В. Б. Первое прямое доказательство присутствия  $H_2O$  в ультраосновном расплаве и оценка ее концентрации.— *Докл. АН СССР*, 1985, т. 280, № 2, с. 458—461.
21. Таусон Л. В. Гранитоидные магмы как источники рудного вещества эндогенных месторождений.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 43—58.
22. Эллис А. Д. Исследованные геотермальные системы.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с. 497—530.
23. Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д. Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации.— В кн.: Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984, с. 39—253.
24. Anderson A. T. Chlorine, sulphur and water in magmas and oceans.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1974, v. 85, p. 1485—1492.
25. Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland. II Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1983, v. 47, p. 547—552.
26. Bjornsson S., Arnorsson S., Tomasson J. Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, v. 56, № 12, p. 2380—2391.
27. Craig H. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas.— In: *Nuclear Geology on Geothermal Areas*. Pisa, 1963, p. 17—53.
28. Craig H. Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines.— *Science*, 1966, v. 154, p. 1544—1548.
29. Craig H., Lupton J. E. Helium-3 and mantle volatiles in the ocean and oceanic crust.— In: *The Sea*. V. 7. N. Y., 1981, p. 391—428.
30. Deuser W. G., Degens E. T.  $^{18}O/^{16}O$  and  $^{13}C/^{12}C$  ratios of fossils from the hot brine deep area of central Red Sea.— In: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*.— N. Y.: Springer-Verlag, 1969, p. 336—347.
31. Edmond J. M., Von Damm K. L., McDuff R. E., Measures C. I. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal.— *Nature*, 1982, v. 297, p. 187—290.
32. Hulston J. R., McCabe W. J. Mass spectrometer measurements in the thermal areas of New Zealand. Pt 2.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, v. 26, p. 399—418.
33. Humphris S. E., Thompson G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea water.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, v. 42, № 1, p. 107—125.
34. Janecky D. R., Seyfried W. E. Formation of massive sulfide deposits on oceanic ridge cherts: incremental reaction models for mixing between hydrothermal solutions and seawater.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1984, v. 48, № 12, p. 2723—2738.
35. Jenkins W. J., Rona P. A., Edmond J. M. Excess  $^3He$  in the deep water over the Mid-Atlantic Ridge at 26°N: evidence of hydrothermal activity.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 49, p. 39—44.
36. Kurz M. D., Jenkins W. J. The distribution of helium in oceanic basalt glasses.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 53, p. 41—54.
37. Lupton J. E., Weiss R. F., Craig H. Mantle helium in the Red Sea brines.— *Nature*, 1977, v. 266, № 5599, p. 2440—2446.
38. Lupton J. E. Helium-3 in the Guayamas Basin: evidence for injection of mantle volatiles in the Gulf of California.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, № 1313, p. 7446—7452.
39. Lupton J. E. Terrestrial inert gases: isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle.— *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1983, v. 11, p. 371—414.
40. Melton Ch. E., Giardini A. A. The composition and significance of gas released from Africa and Brasil.— *Amer. Mineralogist*, 1974, v. 59, № 7—8, p. 742—757.
41. Michard G., Albarede F., Michard J. F. et al. Chemistry of solutions from the 13°N East Pacific Rise hydrothermal site.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, № 3, p. 297—307.
42. Mottl M. J., Holland H. D., Corr R. F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts by seawater. II. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, v. 43, p. 869—884.
43. Rosenbauer R. J., Bischoff J. L., Radtke A. S. Hydrothermal alteration of grauwacke and basalt by 4 Molal NaCl.— *Econ. Geol.*, 1983, v. 78, № 8, p. 1701—1710.

44. *Shanks W. C., Bischoff J. L.* Ore transport and deposition at the Red Sea geothermal system: a geochemical model.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, v. 41, № 10, p. 1507—1509.
45. *Spooner E. T., Beckinsale R. D., Fyfe W. S., Smewing J. D.* <sup>18</sup>O enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Greece) and Troodos (Cyprus).— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1974, v. 47, p. 41—62.
46. *Styrt M. M., Brackmann A. J., Holland H. D. e. a.* The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21°N latitude.— *Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 53, p. 382—390.
47. *Taylor H. P.* The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition.— *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, p. 843—883.
48. *Welhan J. A., Craig H.* Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids.— *Geophys. Res. Lett.*, 1979, v. 6, № 11, p. 829—831.
49. *White D. E.* Diverse origins of hydrothermal ore fluids.— *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, p. 954—973.
50. *Wyllie P.* The role of water in magma generations and initiation of diapiric uprise in the mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 5, p. 1328—1338.
51. *Zolotarev B. P., Voitov G. J.* Gases in basalts the gulf of California.— *Initial Reports of DSDP. Leg 65*, 1983, p. 667—672.

Геологический институт АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
14.IV.1986

УДК 549.623 : 552.14

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛЮД.**  
**СООБЩЕНИЕ 1. СЕМЕЙСТВО ЖЕЛЕЗИСТО-МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СЛЮД**  
**(ГЛАУКОНИТЫ, СЕЛАДОНИТЫ)**

**ДРИЦ В. А., КОССОВСКАЯ А. Г.**

В статье дана характеристика современных представлений о кристаллической структуре, классификации и номенклатуре диоктаэдрических железисто-магнезиальных слюд. Рассмотрены обстановки образования железисто-магнезиальных слюд (глауконитов и селадонитов) в осадочных породах и преобразованных базальтах на континентах и в океанах.

Несмотря на интенсивные и многолетние исследования высокожелезистых диоктаэдрических слюдястых минералов (глауконитов и селадонитов), до сих пор существуют серьезные разногласия в трактовке особенностей их происхождения и постседиментационной истории, недостаточно строго и полно разработаны методы фазовой диагностики этих минералов, вопросы их номенклатуры и терминологии. В последние годы железосодержащие слюдястые минералы вызвали особый интерес в связи с их обнаружением в современном осадочном слое окраинных областей океанов, в рифтовых зонах в парагенезе с металлоносными осадками (Красное море, Галапагосская зона) и, наконец, в измененных базальтах [1, 2, 6, 12, 14, 40, 41, 44]. По-видимому, априорно можно утверждать, что эта группа минералов полигенна. Для более определенного ответа на этот вопрос необходимо детальное изучение тонких кристаллохимических и морфологических особенностей этих минералов, их парагенезов с сопутствующими минералами в конкретных геологических обстановках с учетом данных тектонического и литолого-геохимического анализов. В частности, очень информативными должны оказаться совместные минералого-кристаллохимические и геохимические исследования, так как присутствие определенных групп рассеянных и редких элементов может существенно помочь в интерпретации генезиса тех или иных разновидностей рассматриваемых минералов. Не менее важны и изотопные данные по кислороду и водороду, позволяющие судить о температурном интервале, в котором происходило формирование этих минералов.

Специальной проблемой является решение до сих пор дискуссионных вопросов, связанных с выяснением индикаторных возможностей глауконит-селадонитов как показателей абсолютного возраста вмещающих пород.

**НОМЕНКЛАТУРА И КЛАССИФИКАЦИЯ**

Вплоть до настоящего времени существуют определенные проблемы в номенклатуре и классификации минералов, которые принято называть глауконитами и селадонитами [29]. Критерии для разделения этих минералов были сформулированы в 1978 г. Номенклатурным комитетом при Международной ассоциации по изучению глин следующим образом [27]:

селадонит-диоктаэдрическая слюда идеального состава  $KMgFe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$ , в которой возможно ограниченное замещение Si на трехвалентные катионы Al или  $Fe^{3+}$  в количестве от 0 до 0,2 атома на формульную единицу. При изменении состава октаэдрических катионов за счет изоморфных замещений  $Fe^{3+} \rightleftharpoons Al$  и  $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$  можно использовать термины Al-селадонит или  $Fe^{2+}$ -селадонит, если  $0,25 \leq Al \leq 0,5$  или  $F^{2+} > Mg$  соответственно. Для селадонитов характерны ост-

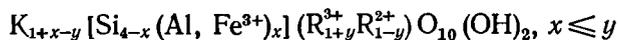
рые полосы поглощения на их инфракрасных спектрах и величина  $d(060) < 1,510 \text{ \AA}$ . Имеется некоторая область перекрывания химических составов селадонитов и глауконитов при содержании Al в тетраэдрах в пределах 0,17—0,2 атома на формульную единицу. В этом случае следует использовать другие диагностические критерии для того, чтобы различить сравниваемые минералы;

глауконит- $\text{Fe}^{3+}$  богатая диоктаэдрическая слюда с тетраэдрическим Al (или  $\text{Fe}^{3+}$ ), обычно превышающим 0,2 атома на формульную единицу и суммарным содержанием трехвалентных катионов  $\text{R}^{3+}$ , большим 1,2 атома. В общем виде усредненная идеализированная формула глауконита имеет вид:  $\text{K}(\text{R}_{1,3}^{3+}\text{R}_{0,67}^{2+})(\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  при  $\text{Fe}^{3+} > \text{Al}$  и обычно  $\text{Mg} > \text{Fe}^{2+}$ . Величина  $d(060)$  у глауконитов превышает 1,510 Å, а полосы поглощения на их инфракрасных спектрах более широкие, чем у селадонитов.

Разновидности глауконита должны быть монофазными и не содержать разбухающих межслоев. Образцы с разбухающими межслоями должны описываться как смешанослойные.

При использовании того или иного названия не должны учитываться условия образования минерала, хотя, как давно известно, глаукониты встречаются главным образом в осадочных породах, а селадониты связаны с новообразованиями в базальтах и других магматических породах.

Согласно приведенной выше кристаллохимической классификации, в селадонитах отрицательный заряд практически целиком сосредоточен в октаэдрических сетках 2 : 1 слоев, тогда как в глауконитах распределен примерно поровну в тетраэдрах и октаэдрах. Как упоминалось выше, данные химических анализов свидетельствуют о возможности существования непрерывной серии изоморфных замещений в ряду от селадонита до типичного глауконита. Тогда идеализированная структурная формула промежуточных членов этого ряда может быть записана в виде:



где  $\text{R}^{3+}$  — октаэдрические катионы, представленные  $\text{Fe}^{3+}$  и Al;  $\text{R}^{2+}$  — катионы Mg и  $\text{Fe}^{2+}$ . Отнесение исследуемого минерала к селадониту или глаукониту не вызывает сомнений лишь тогда, когда их составы достаточно близки к идеальным. Однако во многих случаях диагностика минералов рассматриваемой группы наталкивается на определенные трудности. Согласно нашим предыдущим результатам [11] и в соответствии с данными Номенклатурного комитета, существует область перекрывания составов глауконитов и селадонитов, если для их диагностики использовать генетические признаки. Однако однозначные кристаллохимические критерии, с помощью которых можно было бы различать глаукониты от селадонитов в области перекрывания их составов, пока не ясны.

Использование инфракрасных спектров не является надежным критерием, так как степень остроты полос поглощения, например, в области валентных колебаний OH-групп, зависит как от состава октаэдрических катионов, так и от порядка-беспорядка в их распределении, т. е. не имеет прямого отношения к идентификации минерала.

Плохое разрешение спектров сильно зависит от гетерогенности катионного состава октаэдрических сеток 2 : 1 слоев, что и объясняет, почему такие спектры свойственны глауконитовым минералам.

Величина  $d(060)$  также не всегда может быть использована в качестве однозначного критерия, позволяющего отличать глаукониты от селадонитов. Известно, что среди тех и других широко развит изоморфизм типа  $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}^{3+}$ . Увеличение Al в октаэдрах глауконитов приводит к уменьшению  $d(060)$ . Аналогичный эффект наблюдается и с уменьшением катионов K в межслоях. По этим причинам весьма часто встречаются глобулярные глаукониты, имеющие  $d(060)$  много меньше, чем 1,510 Å.

В то же время дефицит катионов K в межслоях селадонитов при отсутствии Al в составе минерала должен сопровождаться ростом относи-

тельно крупных и высокозарядных октаэдрических катионов  $Fe^{3+}$ , что приводит к значительному увеличению параметра  $b$ . Например, селадонит состава  $K_{0,75}Si_4Fe^{3+}_{1,25}Mg_{0,75}O_{10}(OH)_2$  имеет  $d(060) = 1,514$  А, что существенно превышает диагностическое для селадонитов значение параметра  $b$ .

Другая проблема возникает из-за того, что степень железистости глауконитовых глобуль может варьировать в достаточно широких пределах за счет изовалентного замещения  $Fe^{3+}$  на Al, что приводит, по-видимому, к образованию непрерывной серии твердых растворов от иллита через промежуточные Fe-иллиты [10] до глауконита. Например, среди глауконитовых образцов из окрестностей г. Сколе [26] и в докембрийских глауконитах [19, 24] содержание Al на формульную единицу превышает содержание  $Fe^{3+}$ . Более того, изучение глобулярных глауконитов из нижнекембрийских отложений разреза Улахан — Сунгур показало, что образцы являются механической смесью  $Fe^{3+}$  и Al-богатых слюд типа глауконита и Fe-иллита или Fe-фенгита соответственно [8].

И. В. Николаева [19] предлагает слюдистые минералы, слагающие глауконитоподобные глобули, в которых содержание катионов Al в октаэдрах 2 : 1 слоев превышает содержание катионов  $Fe^{3+}$ , называть *сколитами*. Этот термин удобен с генетической точки зрения, так как позволяет отличать Al- и Fe-разновидности (сколиты и глаукониты), сформировавшиеся в сходных условиях, от Fe-иллитов, образовавшихся в эвапоритовых комплексах. В то же время использование этого термина противоречит общепринятому правилу, согласно которому новые наименования присваиваются минералам с разной кристаллохимической конституцией. Действительно, сколиты, некоторые Fe-иллиты и иллиты мало отличаются друг от друга с этой точки зрения. Поэтому термин «сколит» следует рассматривать как отражающий генетическое своеобразие иллитов, Fe-фенгитов или Fe-иллитов (в зависимости от конкретного состава анализируемого минерала).

Следует отметить ряд неопределенностей, с которыми мы сталкиваемся при расчете структурных формул глауконитов. Во-первых, общепринятое предположение о том, что на формульную единицу слюд приходится две ОН-группы, может не соответствовать реальному анионному составу глауконитов. Во-вторых, М. В. Слонимская с соавторами [22], показали, что  $Fe^{3+}$  может входить в состав тетраэдров, несмотря на наличие октаэдрических катионов Al. Поэтому традиционные способы расчета структурных формул глауконитов в общем случае могут не соответствовать их реальному катионному и анионному составам. В частности, нуждается в дополнительном исследовании и вопрос о кристаллохимической специфике Mg-богатых разновидностей глауконитов, названных И. В. Николаевой *булайинитами* [19]. Их можно рассматривать как промежуточные между глауконит-селадонитами и флогопитами, т. е. между ди- и триоктаэдрическими слюдами, если будет показано, что анионный каркас минерала на формульную единицу соответствует составу  $O_{10}(OH)_2$ .

Дополнительные трудности в идентификации глауконитов и селадонитов связаны с тем, что их мономинеральные однородные выделения относительно редки. Многочисленными исследованиями установлено, что как в пределах разных глобуль одного образца, так и в пределах индивидуальных глауконитовых зерен может наблюдаться существенная гетерогенность из-за вариаций химического состава 2 : 1 слоев, содержания разбухающих межслоев, концентрации различных микровключений [17, 19—21, 24, 26, 30—32, 38, 45].

Дж. Берст [31, 32], а затем В. Д. Шутов с соавторами [24] показали, что глаукониты разного возраста и генезиса характеризуются разной степенью гетерогенности. Были установлены как глаукониты с практически одинаковым составом глобуль, так и образцы, в индивидуальных зернах которых сильно (от 5 до 100%) менялась концентрация смектитовых слоев. Последние представляют по существу механическую смесь нонтронита, глауконита и смешанослойных фаз глауконит-нонтронит пе-

ременного состава. В дальнейшем В. И. Муравьев и Б. И. Воронин [17], И. В. Николаева с соавторами [20, 21] исследовали степень гетерогенности состава как глауконитовых образцов, так и отдельных глобуль.

Г. А. Баккли с соавторами [30] с помощью микронзонда проанализировали вариации химического состава, значений  $d(060)$  и концентраций разбухающих слоев в зависимости от размера и цвета глобуль. Анализировались образцы глауконита из скважины Толлчейтосола Сендвича, Кент из Фолкстоуна на глубине 286 м. Содержание  $\text{SiO}_2$  изменялось от 49 до 53,9%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — от 5,48 до 17,5%,  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  — от 10,6 до 28,3%,  $\text{K}_2\text{O}$  — от 5,18 до 7,4%. В крупных ( $>1$  мм) зернах с увеличением общей железистости увеличивалось значение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ , в мелких такой закономерности не наблюдалось. Оказалось, что содержание разбухающих слоев не зависит от цвета глобуль. Крупные зерна отличаются большей гетерогенностью химического состава по сравнению с мелкими. Естественно, что в данном случае исследованные образцы представляли собой механическую смесь минеральных разновидностей глауконитов разного состава.

Проблемы идентификации возникают и в связи с эффектом смешанослойности, являющимся одним из основных факторов, определяющих гетерогенность состава глауконитовых образцов. Глаукониты без разбухающих слоев встречаются относительно редко. Для них характерны высокие концентрации К, обычно превышающие 0,75 на формульную единицу. Однако в большинстве случаев в глауконитовых образцах концентрации К заметно меньше этой величины, причем с ее уменьшением обычно увеличивается доля смектитовых слоев в структуре минерала [39].

Глауконитами и селадонитами предлагается называть такие минеральные разновидности, которые содержат не более 5% разбухающих слоев. Характерно для них то, что распределение интенсивностей и положений базальных отражений на дифрактограммах практически не изменяется после насыщения образцов этиленгликолем и глицерином.

Структурные исследования показали, что глаукониты и селадониты, не содержащие разбухающих межслоев, всегда имеют политипную модификацию 1М или 1Мd. Селадониты обычно характеризуются высоким совершенством структуры, о чем свидетельствуют результаты их структурных уточнений [3, 33]. Для всех глауконитов характерно наличие в их структурах дефектов упаковки, которые обуславливают разнообразие дифракционных характеристик этих минералов. С ростом концентрации дефектов упаковки происходит уширение и ослабление интенсивностей рефлексов с индексами  $\bar{1}12$  и  $112$ , характерных для слюд политипной модификации 1М. В предельном случае эти отражения почти сливаются с фоном, что соответствует неупорядоченным 1Мd глауконитам. Подчеркнем, что подобные дифракционные эффекты могут быть не связаны с эффектом смешанослойности.

Если содержание разбухающих межслоев в глауконитовых образцах варьирует от 5 до 20%, то такие разновидности предлагается называть *гидроглауконитами* или *гидрослюдами глауконитового (селадонитового) состава*. Одна из причин, объясняющих целесообразность использования этого названия, состоит в том, что дифракционные картины таких разновидностей содержат достаточно интенсивные и четкие рефлексы  $\bar{1}12$  и  $112$ , подчеркивающие принадлежность минерала к слюде 1М. Если использовать более точный термин — *смешанослойный глауконит-нонтронит*, то обязательно надо указывать процентное содержание глауконитовых слоев, чтобы подчеркнуть слюдоподобную природу исследуемого минерала. Если содержание смектитовых слоев превышает 20—25%, то в этом случае для обозначения соответствующих фаз надо использовать описательный термин — *смешанослойный минерал глауконит-нонтронит* или *селадонит-нонтронит*.

Следует отметить, что смешанослойные глауконит-нонтронит и селадонит-нонтронит, содержащие до 20% разбухающих слоев, могут отличаться друг от друга способом чередования слюдистых и смектитовых межслоев. Как правило, такие смешанослойные минералы характеризуются

ются полностью неупорядоченным переслаиванием слоев разного типа [24]. Однако в некоторых случаях чередование слюдястых и смектитовых слоев в смешанослойных структурах глауконит-нонтронит и селадонит-нонтронит происходит с высокой тенденцией к упорядоченности, которая характеризуется фактором ближнего порядка  $S \geq 1$  [25, 26, 42]. Необходима постановка специальных исследований, чтобы выяснить генетическую значимость разной степени порядка-беспорядка в переслаивании слоев разного типа в рассматриваемых образованиях. В. Д. Шуттов с соавторами [25] считают возможным смешанослойные глауконит-нонтрониты, для которых  $S \geq 2$ , рассматривать как косвенное свидетельство их гидротермального генезиса.

## ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА И ИНДИКАТОРНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЖЕЛЕЗИСТЫХ СЛЮД НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

Обращаясь к геологической распространенности и генезису минералов глауконит-селадонитовой группы, необходимо отметить, что здесь существует также много неразрешенных вопросов, найденные ответы на которые будут иметь важную генетическую значимость. Полученные в последние годы результаты изучения осадков и преобразованных базальтов активных обстановок дна Мирового океана дали новый материал и импульс к интенсификации исследования проблемы железистых слюд в различных ракурсах, на которых мы остановимся ниже.

Прежде всего обратимся к картине глобального распространения слюдястых минералов в различных геологических обстановках осадочной оболочки континентов и океанов.

На континентах слюды глауконит-селадонитового ряда, несмотря на распространенность в отложениях разного возраста, играют тем не менее резко подчиненную роль по сравнению с Al-содержащими разновидностями. Напротив, в разных океанических типах геологических обстановок как в осадочном слое, так и в продуктах подводного преобразования базальтов II слоя океанов мы встречаем практически только железистые слюдястые минералы, которые отличаются очень высоким содержанием катионов  $Fe^{3+}$  при незначительной доле Al. Необходимо, однако, помнить, что если в породах континентальных блоков Al-слюды являются одним из главнейших породообразующих минералов, то в общей массе пород океанической коры содержание слюдястого компонента очень мало. Это распространение алюминиевых и железистых слюдястых минералов с индикаторной выразительностью подчеркивает сиалическую природу коры континентальных блоков и фемическую специализацию пород океанической коры со свойственным им дефицитом калия, по-видимому, заимствуемым, как показали исследования последних лет, не из «петрофонда» пород магматического субстрата океанов, а из океанической воды [9].

Глаукониты в осадочных отложениях встречаются в разнообразных литологических типах пород (карбонатных, кремнистых, глинистых, песчаных и др.) во всем разрезе осадочного чехла земной коры, начиная от рифея и до современных осадков океанов.

И. В. Николаева [19] установила определенные периоды «вспышек» наиболее интенсивного глауконитообразования, имевшего место в рифее, нижнем кембрии, ордовике, юре, мелу и палеогене. Она показала при этом приуроченность глауконитов к определенным литологическим типам пород в истории Земли. Так, в докембрии и палеозое широко распространены терригенно-известковые и терригенно-доломитовые типы глауконитсодержащих отложений, в мезо-кайнозое появляются терригенно-опоквый и терригенно-меловой типы с фосфатно-железистым орудением. Интересно, что кварцево-песчано-глауконитовый тип является «сквозным» от рифея до современных осадков. По мнению И. В. Николаевой, глаукониты в силу своей широкой распространенности и лабильности кристаллохимического состава являются уникальными минерала-

ми, способными отражать разные черты своеобразия и эволюции осадочного процесса в истории развития Земли. Одной из важнейших характеристик глауконитов она считает то, что их состав отражает эволюцию солевого состава Мирового океана или историю главных химических элементов в морском осадконакоплении. В частности, при переходе от глауконитов рифейского возраста к глауконитам из современных осадков увеличивается содержание железа и уменьшается концентрация алюминия и магния. Отмечается корреляция эпох интенсивного кремне-накопления с высоким содержанием Si в тетраэдрах глауконитов палеогена и верхнего мела; высокомагнезиальные глаукониты часто связаны с доломитовыми комплексами, отражая роль климатических условий.

Не отрицая того, что направленность эволюции состава глауконитов может характеризовать особенности вещественного состава пород той или иной эпохи глауконитообразования, В. Д. Шутов с соавторами [24] показали, что тенденция к нарастанию степени алюминиевности глауконитов с увеличением возраста является также следствием их эпигенетических преобразований.

Не менее интересны индикаторные возможности глауконитов как показателей латеральных изменений среды осадконакопления в пределах определенных седиментационных бассейнов. Широко известен впервые установленный Л. И. Горбуновой факт зонального распределения глауконитов в пределах одного бассейна. Обычно наиболее железистые глаукониты концентрируются вблизи прибрежной линии, а нарастание степени алюминиевности происходит по мере продвижения к центру бассейна. Л. И. Горбунова [5] связала это явление с геохимической зональностью в распределении железа. И. В. Николаева [19, 20] также исследовала причины возникновения рассматриваемой закономерности и пришла к выводу, что нарастание алюминиевности определяется увеличением Al-содержащего монтмориллонитового компонента в составе глауконитов.

Недавно В. Д. Шутов с соавторами [25] в очень детальном исследовании привели убедительные данные в пользу другой возможности интерпретации этого явления и обосновали новую точку зрения на генезис глауконитов. На основе детального литолого-фациального, минералогического и структурного изучения глауконитов одного и того же стратиграфического среза пласта «Аврора» кампанского флиша Северо-Западного Кавказа эти авторы показали, что классическая схема диагенетического образования глауконита непригодна для флишевого бассейна. Согласно их представлениям, исходным источником гелевидного вещества для глауконитообразования во флишевом трюге были продукты гидротермальной деятельности, поступавшие в морской бассейн по каналам глубинных конседиментационных разломов.

Согласно их модели, гелевидные осадки, образовавшиеся в прибортовых участках бассейна вблизи зон конседиментационных разломов за один этап гидротермальной деятельности, должны быть наиболее железистыми в подошве (начало импульса) и все более Al-содержащими при продвижении к кровле пласта. Последующий сброс терригенного материала и аутигенного глауконитового вещества приведет к такому распределению глауконита, при котором верхние, относительно обогащенные Al части осадка будут перенесены в наиболее отдаленные от прибортовых зон участки бассейна. Аллотигенное перемещение уже сформированных глауконитовых глобуль по площади бассейна составляет одно из центральных звеньев в предполагаемой концепции образования глобулярного глауконита в бассейне флишевой формации [25].

Эта новая концепция находит подтверждение в последних работах по изучению глауконит-селадонитовых минералов в современных осадках активных остановок рифтовых областей океанов и краевых морей, на которых мы остановимся ниже. Она устраняет те неясности, которые существовали и существуют в прежних генетических концепциях, хотя и не отрицает их, отдавая полностью отчет в важности явлений конвергентности в осадочном минералообразовании.

Остановимся подробно на генетических представлениях о механизме образования глауконитов, пользовавшихся наибольшей популярностью до последнего времени и сохранивших свою «жизнеспособность» и в настоящее время. Большинство исследователей [14, 19, 23, 28], как известно, издавна считали глаукониты аутигенными диагенетическими минералами, сформировавшимися в морской среде, для которой характерна окислительно-восстановительная обстановка, благоприятствующая участию железа в силикатном фазообразовании. Вместе с тем процесс глауконитообразования зачастую представлялся в достаточно общем виде без надежного обоснования возможностей протекания тех или иных химических реакций. В этих условиях разные авторы по-разному представляли конкретный механизм глауконитообразования.

Дж. Берст [32] и Дж. Хауэр [35] развили теорию, названную *теорией слоевой решетки*. Согласно их точке зрения, необходимым условием формирования глауконитов является наличие исходной матрицы из минералов, содержащих 2 : 1 слои (биотит, хлорит, иллит, смектит и др.). Кроме того, требуется массовое снабжение исходного материала Fe и K в условиях подходящего окислительно-восстановительного потенциала. Наличие органического материала в форме фекалий, фораминифер и других органических остатков обеспечивает окислительно-восстановительный потенциал, необходимый для участия Fe в силикатообразовании. Предполагается далее, что процесс глауконитизации должен включать изоморфные замещения ионов Al, Mg. ионами Fe<sup>3+</sup> в октаэдрических сетках 2 : 1 слоев деградированных слоистых силикатов. Более того, при этом должно происходить увеличение заряда 2 : 1 слоев, что в свою очередь инициирует адсорбцию катионов K из морской воды. По мнению авторов, вначале образовывался смешанослойный глауконит-смектит, который постепенно превращался в глауконит по мере накопления Fe<sup>3+</sup> в октаэдрах и K в межслоях. Слабым местом этой концепции является требование обязательно иметь в качестве исходного 2 : 1 силикатный материал. Кроме того, возможность замещения Al на Fe<sup>3+</sup> в октаэдрах 2 : 1 слоистых силикатов не обоснована с термодинамической точки зрения, если учесть слабую химическую активность Al в условиях низких температур. Наконец, в этой концепции оставалось не ясным, почему вхождение Fe<sup>3+</sup> в октаэдры 2 : 1 слоев должно увеличивать их отрицательный заряд. Замещение Al на Fe<sup>3+</sup> является изовалентным, а замещение Mg на Fe<sup>3+</sup> должно приводить к росту не отрицательного, а положительного заряда 2 : 1 слоев. Если же первоначально в октаэдры 2 : 1 слоев входят катионы Fe<sup>2+</sup>, то их последующее окисление вновь должно понизить слоевой заряд. Наконец, определенные проблемы возникали в связи с объяснением причин преимущественного развития глобулярной формы зерен глауконита.

Дж. Милло [16], Г. Один с соавторами [37, 45] и другие [38, 39] развили так называемую *теорию новообразованных глауконитов*. Сторонники этой теории считают, что глауконитовый материал образуется в результате синтеза из насыщенного исходными компонентами илового раствора или в соответствии с механизмом растворение—переотложение. Г. Один и А. Маттер [37] показали, что даже при образовании глауконита за счет биотита первоначально происходит растворение биотитовых кристаллов и аутигенный рост кристаллов глауконита. Согласно этой теории вначале образуются высокожелезистый смектит или смешанослойные фазы смектит-глауконит с относительно низким содержанием K и высокой концентрацией разбухающих слоев. В дальнейшем происходит адсорбция K и улучшение структурной упорядоченности глауконитового материала. В итоге формируются глаукониты с малым содержанием разбухающих межслоев и относительно высокой упорядоченностью в наложении 2 : 1 слоев.

В этой более привлекательной с нашей точки зрения концепции не вполне четко сформулированы представления о конкретном механизме формирования серии от Fe-богатого смектита через смешанослойные фазы в глауконит. Здесь возможен как механизм твердофазового прев-

ращения по матрице Fe-богатого смектита, так и растворение каждой предшествующей фазы и послонный рост кристаллов нового состава с более высоким содержанием слюдистых межслоев за счет увеличения заряда 2:1 слоев и концентрации катионов K. В то же время наблюдаемая гетерогенность состава разных глобуль одного образца и индивидуальных глобуль может быть связана, как уже говорилось, с локальной гетерогенностью физико-химических условий и гетерогенностью состава исходных компонентов среды, в которой происходило глауконитообразование. Она также может быть результатом гидродинамического режима, обусловившего смешивание зерен, образовавшихся в разных местах и различных физико-химических условиях, причем небольшие отличия этих условий могли существовать в локальных близко расположенных участках одного и того же бассейна седиментации. Кроме того, гетерогенность глауконитов может быть связана с такими внешними воздействиями, как химическое выветривание, катагенетические преобразования и т. п.

В названных концепциях глауконитообразования обычно предполагалось, что исходный материал для формирования глауконита мобилизуется на континенте, например, в корах выветривания. Иначе говоря, кремний, железо, алюминий и другие элементы в виде взвеси, коллоидов или в форме растворенных компонентов доставляются реками в прибрежно-морские фации, где на границе осадков с придонной морской водой может идти процесс глауконитообразования.

Значительный шаг вперед в понимании механизма формирования глауконитов сделан в последние годы на основе тщательного литолого-минералогического анализа с детальным изучением состава и строения этих минералов. Полученные результаты позволили предположить, что процесс формирования глауконита проходит стадию геля [34, 36]. Это весьма важный вывод, с которым трудно не согласиться. Сторонники диагенетического происхождения глауконитов представляют этот процесс следующим образом. В морских осадках аморфные гидроокислы железа сорбируют кремнезем различного типа и соосаждаются в форме железисто-кремнистого геля. Этот гель испытывает автораскристаллизацию и проходит стадии от нонтронита через смешанослойные фазы к глаукониту за счет фиксации катионов K из иловых вод. В этой концепции не вполне ясны физико-химические условия, при которых возможно образование кремнисто-железистого геля, если учесть достаточно низкую растворимость  $\text{SiO}_2$  в морской воде. Нуждается в более четком обосновании и вопрос о возможности фиксации катионов K из иловых вод в условиях более высоких концентраций в них Na и Mg, хотя «тяготение» калия к железисто-кремнистым фазам наблюдается очень часто, а преобладание в межслоях океанических смектитов обменных катионов K — твердо установленный факт [7].

Концепцию гидротермального генезиса глауконита в кремнисто-меловых формациях Русской платформы и других регионов мира развивает В. И. Муравьев [18]. Отметим некоторые из аргументов, использованных В. И. Муравьевым для обоснования концепции гидротермального механизма образования глауконита.

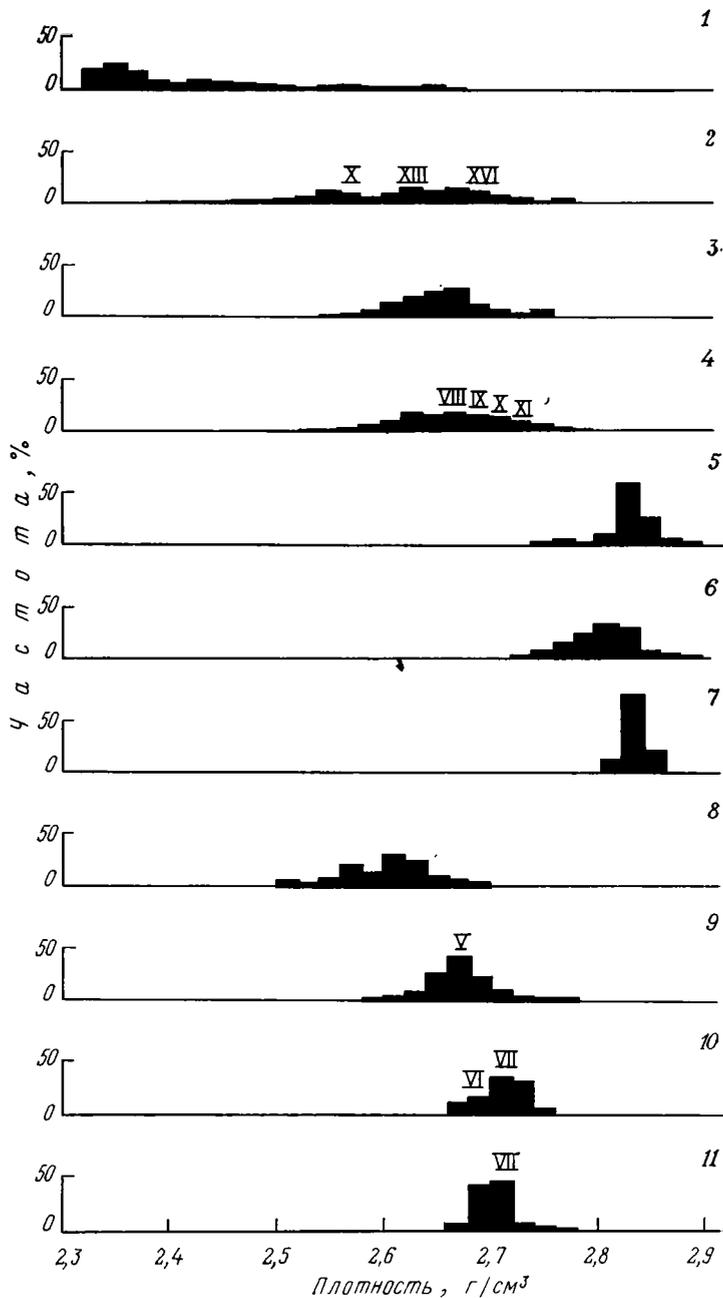
Известно, что глауконитсодержащие породы, будь то терригенные, карбонатные или кремнистые отложения, залегают нередко в форме достаточно мощных латерально протяженных слоев. Для объяснения этого факта нужно предположить существование достаточно высоких концентраций абсолютных масс железисто-кремнистого геля, служившего исходным материалом для формирования глауконитовых минералов. Ничтожно низкая растворимость гидроокислов железа и кремнезема в морской воде делает трудно допустимым синхронное накопление на достаточно обширных территориях значительных масс железисто-кремнистого геля, в некоторых случаях даже преобладающего над терригенным материалом.

В обычных обстановках шельфа и прибрежной зоны продукты соосаждения гидроокислов железа и кремнезема прибрежной зоны должны

быть в известной степени подавлены фоновой (терригенной или биогенной) седиментацией, поскольку темпы последней на три-четыре порядка превышают темпы седиментации аутигенного железисто-кремнистого геля, и глобулярные глаукониты оказываются рассеянными в основной массе пород. Однако известны случаи накопления в осадочных толщах практически почти мономинеральных глобулярных глауконитов. Примером таких пород может служить пласт полутораметровой мощности чистых глауконитов, обнажающихся в карьере Маарду (Эстония) на месторождении фосфоритовых оболочковых песчаников. Глаукониты этого района отличаются высокой однородностью, отсутствием разбухающих слоев, совершенством кристаллической структуры модификации 1M. При движении вверх по разрезу вначале глаукониты обильно насыщают перекрывающие их известняки, а затем концентрация глауконитовых глобуль в карбонатных породах постепенно убывает.

Осаждение больших масс железисто-кремнистого геля, способных образовывать слои, практически не разбавленные посторонним материалом, может происходить при осаждении гидролизатов вблизи подводных гидротермальных источников. При ослаблении подтока железисто-кремнистых гидротермальных растворов начинает превалировать осаждение биогенного или терригенного материала, обуславливающего локализацию геля в виде рассеянных глобулярных образований. Дальнейшая диагенетическая переработка такого гелевого вещества приводит к образованию глауконитовых глобуль, фазовый состав которых будет зависеть как от физико-химических условий среды, так и от соотношения катионов в геле, наличия в нем тех или иных примесей и прежде всего примесей, легко трансформирующихся в глауконит (слюды, темноцветные минералы, вулканическое стекло), и других факторов.

Специальный интерес представляет вопрос о степени и характере гомогенности глауконитового материала не только в кристаллохимическом, но и в генетическом аспекте. Эта гетерогенность может воплощаться на разных минералогических и кристаллохимических уровнях. Наиболее «грубый» уровень гетерогенности — присутствие различных примесей, способных сохраняться как в виде самостоятельных, иногда микроскопических различных фаз (кварц, пирит), так и компонентов, легко трансформирующихся в глауконит (биотит, феррические минералы, вулканическое стекло и др.). Второй, уже кристаллохимический уровень неоднородности определяется, как уже говорилось, главным образом вариациями состава 2:1 слоев, степенью окристаллизованности, присутствием и соотношением слюдяных и нонтронитовых слоев. Этот тип неоднородности хорошо проявляется в плотностных характеристиках глобуль глауконитов и их химическом составе, в частности в содержании межслоевого калия. В. Д. Шутов и др. [24] очень выразительно проиллюстрировали это на примере изучения плотностных спектров и кристаллохимических характеристик глауконитов различного возраста — от современных океанических осадков до рифейских отложений из различных регионов СССР (фигура). Максимальная растянутость плотностных спектров от 2,3 до 2,8 г/см<sup>3</sup> характерна для «глауконитов» четвертичных осадков Тихого океана (см. фигуру, фракция 1—3). Эта ширина спектров четко коррелируется с увеличением содержания нонтронитовых слоев в глобулях. Наиболее сжатый спектр плотностей, сдвинутый в область 2,8—2,85 г/см<sup>3</sup>, типичен для мезозойских и палеозойских пород (см. фигуру, фракция 5—7). Наконец, любопытная картина вырисовывается для глауконитов из рифейских и вендских отложений: они характеризуются более растянутыми гистограммами плотности 2,5—2,75 г/см<sup>3</sup> и резко отличаются высокими содержаниями Al<sup>3+</sup> в октаэдрах. В. Д. Шутовым и др. [24] показано, что максимально обогащенные Al<sub>VI</sub><sup>3+</sup> легкие глобули содержат разбухающие слои Al-сметита. Для некоторых рифейских глауконитов, несмотря на высокое содержание Al<sub>VI</sub><sup>3+</sup>, характерна высокая степень окристаллизованности, узкий плотностный спектр в области 2,7 г/см<sup>3</sup>, высокое (до 9%) содержание K<sub>2</sub>O и отсутствие разбухающих межслоевых промежутков (см. фигуру, фракция 11). Исследования этих



Характерные гистограммы глауконитов разного возраста: 1 — Тихий океан, Калифорнийский желоб, обр. 4214, четвертичные отложения; 2 — Тихий океан, Атакамский желоб, обр. 242, четвертичные отложения; кристаллохимические формулы фракций: X —  $K_{0,51}Na_{0,19}(Si_{3,72}Al_{0,28})_4O_{10}(Al_{0,26}Fe_{1,27}^{3+}Fe_{0,09}^{2+}Mg_{0,40})_2 \cdot 2,02O_{10}(OH)_2$ ; XIII —  $K_{0,55}Na_{0,24} \times (Si_{3,72}Al_{0,28})_4O_{10}(Al_{0,32}Fe_{1,18}^{3+}Fe_{0,13}^{2+}Mg_{0,36})_2 \cdot 1,99O_{10}(OH)_2$ ; XVI —  $K_{0,50}Na_{0,27}(Si_{3,75}Al_{0,25})_4O_{10} \times (Al_{0,47}Fe_{1,04}^{3+}Fe_{0,12}^{2+}Mg_{0,34})_2 \cdot 1,97O_{10}(OH)_2$ ; 3 — Русская платформа, обр. 17/71, верхний неоген; 4 — Прибалтийский р-н, обр. ЮП-1, нижний мел; кристаллохимические формулы фракций: VIII —  $K_{0,63}Na_{0,01}Ca_{0,03}(Si_{3,75}Al_{0,25})_4O_{10}(Al_{0,47}Fe_{1,05}^{3+}Fe_{0,16}^{2+}Mg_{0,33})_2 \cdot 2,01O_{10}(OH)_2$ ; IX —  $K_{0,65}Na_{0,01}Ca_{0,03}(Si_{3,74}Al_{0,26})_4O_{10}(Al_{0,46}Fe_{1,06}^{3+}Fe_{0,18}^{2+}Mg_{0,31})_2 \cdot 2,01O_{10}(OH)_2$ ; X —  $K_{0,67}Na_{0,01}Ca_{0,03}(Si_{3,72}Al_{0,28})_4O_{10}(Al_{0,42}Fe_{1,10}^{3+}Fe_{0,17}^{2+}Mg_{0,32})_2 \cdot 2,01(OH)_2$ ; XI —  $K_{0,66}Na_{0,01}Ca_{0,03} \times (Si_{3,67}Al_{0,33})_4O_{10}(Al_{0,37}Fe_{1,18}^{3+}Fe_{0,16}^{2+}Mg_{0,32})_2 \cdot 2,03O_{10}(OH)_2$ ; 5 — Кавказ, обр. 17016, нижний мел; 6 — бассейн р. Лабь, обр. 100, верхняя юра, кристаллохимическая формула фракции:  $K_{0,78}Na_{0,02}Ca_{0,02}(Si_{3,60}Al_{0,40})_4O_{10}(Al_{0,59}Fe_{0,84}^{3+}Fe_{0,23}^{2+}Mg_{0,4})_2 \cdot 2,06O_{10}(OH)_2$ ; 7 — Прибалтийский район, обр. 68/69, ордовик; кристаллохимическая формула «пиковой» фракции:

авторов с большой наглядностью проиллюстрировали гетерогенность глауконитовых зерен в отдельных «мономинеральных» образцах различных типов глауконитов, ясную тенденцию их эволюции в геологической истории Земли, равно как и сложность во многих случаях однозначной генетической интерпретации.

Для правильной расшифровки генезиса этой разнообразной и сложной группы минералов в каждом конкретном случае важен комплексный подход с учетом: геологической ситуации распространения изучаемого объекта, текстурной характеристики размещения в породах и парагенезов с сопутствующими минералами и, на этом фоне, детальные минералогические и кристаллохимические исследования.

Примером такого подхода могут служить опять-таки работы В. Д. Шутова, изучавшего палеоценовые песчаники известного месторождения в районе г. Сколе (Карпаты) [26]. Им были установлены две генерации глауконитов. Первая генерация — это железистые глобулярные глаукониты, рассеянные в массе песчаников, формировавшихся сингенетично с вмещающим их осадком в результате синхронного поступления гидротермального железисто-кремнистого геля. Вторая, более поздняя генерация пластинчатой Al-разновидности, названной Смоликовским [43] сколитом, выполняет в породах жилки, полости ходов илоедов, имеет явно наложенный характер. Жильные Al-«сколиты» представляют смешанослойные образования с тенденцией к упорядоченности при  $S=1$ . В. Д. Шутов приходит к заключению о двух этапах формирования железистых глауконитов и Al-«сколитов», связанных с эволюцией состава термальных растворов, поставлявших «строительный» материал [26].

#### СЕЛАДОНИТ-ГЛАУКОНИТОВЫЕ ОСАДКИ СОВРЕМЕННЫХ КРАЕВЫХ МОРЕЙ И РИФТОВЫХ ЗОН ОКЕАНОВ

Важный материал, подтверждающий широкие возможности гидротермального генезиса групп глауконит-селадонитовых минералов, получен в последние годы при изучении современных рудоносных осадков Красного моря [1, 2] и Галапагосской рифтовой зоны [44].

В осадках Красного моря начальным продуктом являются разноокрашенный глобулярный кремнисто-железисто-калиевый гель, раскристаллизация которого приводит к образованию нонтронита с последующей трансформацией последнего в смешанослойные фазы и селадонит. Процесс контролировался повышенными температурами порядка 50—60°С при общей мощности разреза всего в несколько метров [1, 2].

Сходный процесс наблюдался и в скважинах DSDP, пробуренных в пределах Галапагосской рифтовой зоны [44]. В разрезах зеленых гидротермальных четвертично-плиоценовых глин был прослежен трансформационный ряд от нонтронитов через гамму смешанослойных селадонит-нонтронитовых образований до селадонит-глауконитовых минералов. Гидротермальные глины чередуются с биогенными карбонатно-кремнистыми осадками, и в тех и в других широко развиты обломки железисто-марганцевых корок. Мощности разрезов гидротермальных глин дости-

$K_{0,8}Na_{0,01}(Si_{3,76}Al_{0,24})_{4,00}(Al_{0,55}Fe_{0,89}^{3+}Fe_{0,18}^{2+}Mg_{0,39})_{2,01}O_{10}(OH)_2$ ; 8 — Пачелмский прогиб, обр. 1389—1396, венд; кристаллохимическая формула фракции пиковой:  $K_{0,82}(Si_{3,71}Al_{0,29})_{4,00}(Al_{0,77}Fe_{0,74}^{3+}Fe_{0,15}^{2+}Mg_{0,41})_{2,07}O_{10}(OH)_2$ ; 9 — Урал, обр. 3426, венд; кристаллохимическая формула фракции: V —  $K_{0,63}Na_{0,03}(Si_{3,58}Al_{0,42})_{4,00}(Al_{1,25}Fe_{0,39}^{3+}Fe_{0,11}^{2+} \times Mg_{0,26})_{2,04}O_{10}(OH)_2$ ; 10 — Урал, обр. 9, рифей; кристаллохимические формулы фракций: VI —  $K_{0,71}(Si_{3,65}Al_{0,35})_{4,00}(Al_{1,24}Fe_{0,44}^{3+}Fe_{0,02}^{2+}Mg_{0,27})_{1,97}O_{10}(OH)_2$ ; VII —  $K_{0,83} \times (Si_{3,55}Al_{0,45})_{4,00}(Al_{1,25}Fe_{0,36}^{3+}Fe_{0,14}^{2+}Mg_{0,25})_{2,00}O_{10}(OH)_2$ ; 11 — Оленекское поднятие, обр. 501a, рифей; кристаллохимическая формула фракции: VII —  $K_{0,73}Na_{0,03}(Si_{3,61}Al_{0,39})_{4,00} \times (Al_{1,19}Fe_{0,3}^{3+}Fe_{0,21}^{2+}Mg_{0,33})_{2,03}O_{10}(OH)_2$ . Римские цифры в формулах — номера фракций

гают 30 м. Таким образом, в обоих примерах в металлоносных осадках рифтовых областей по существу имеет место тот же процесс слюдизации смектитов, что так широко известен в осадочных сериях континентальных блоков. Его отличиями являются: железистость новообразованных фаз, контролируемая характером минералообразующих растворов в гидротермальных системах океанов, разные темпы осадконакопления и градиент температур, растянутый в осадочном чехле континентов на многие сотни метров и проявляющийся в геотермальных зонах океанов практически почти на поверхности осадка или в нескольких метрах от поверхности.

Обильные проявления селадонит-глауконитовой минерализации, обнаруженные М. И. Липкиной [13] на многих современных подводных вулканических постройках Японского моря, существенно дополняют наши представления о генезисе рассматриваемых минералов. Этим автором впервые описаны очень своеобразные высокожелезистые слюдистые и смешанослойные образования, залегающие на вершинах и склонах ряда базальтовых вулканических гор. Описаны кварцевая, халцедоновая и опаловая разновидности «глауконитовых» пород. Эти образования имеют форму неправильных причудливо пористых и кавернозных пород с размером обломков до 25 см, твердая каркасная часть которых состоит из кремнезема, а пустоты заполнены сметанообразным зеленым минералом типа глауконита. Опалово-«глауконитовые» образования в мокром виде имеют мягкую размазывающуюся консистенцию, в высушенном — рассыпаются с обособлением затвердевших комочков неправильной формы, размером, достигающим 7 см. Драгированные образцы иногда непосредственно контактируют с шлакоподобными пузыристыми базальтами.

Для исследованных минералов характерно высокое содержание  $Fe_2O_3 + FeO$  (от 22 до 27%), очень низкие ( $\sim 0,5\%$ ) концентрации  $Al_2O_3$ , лишь в отдельных образцах достигающие 2—5%, содержание  $K_2O$  варьирует от 4,5 до 6,8% [13].

Формирование описываемых образований М. И. Липкина [13] связывает с взаимодействием базальтовой магмы и эксгаляций с морской водой. Присутствие кварца или опала определяется нюансами термодинамических условий, существующих вблизи действующих подводных вулканов. Помимо кремнисто-«глауконитовых» образований, непосредственно связанных с вулканическими постройками, продукты размыва «глауконитоносных» пород встречены в осадочном чехле обрамления вулканических построек в осадках вплоть до плейстоценового и позднеплиоценового возраста. Примечательно, что в продуктах перемыва доминируют «глауконитовые» комочки и глобулы разного размера, уже обособившиеся от кварцево-халцедоново-опалового обрамления. М. И. Липкина обращает внимание на сходство морфологических форм и химического состава гидротермальных глауконитовых минералов Японского моря и глауконитов, встреченных в осадках северо-западной части Тихого океана и других районах Тихоокеанского кольца, в пределах так называемой андезитовой линии. Она предполагает первично-гидротермальный генезис глауконитов океанических окраин Тихого океана, связанный с базальтово-андезитовым вулканизмом, и последующее переотложение глауконитов подводными течениями<sup>1</sup>.

Противоположной точки зрения придерживаются Н. А. Лисицына и Г. Ю. Бугузова [14], согласно мнению которых океанические глаукониты являются аутигенными образованиями, возникшими в процессе диагенеза. В качестве доказательства своей точки зрения они указывают на фациальную локализацию глауконитов северо-западной части тихоокеанского побережья.

<sup>1</sup> Более детальное изучение фазового состава образцов, проведенное М. И. Липкиной с соавторами комплексом физических методов, показало, что они представляют непрерывный ряд от почти мономинерального нонtronита через серию смешанослойных фаз до собственно высокожелезистых слюд, которые представлены в основном селадонитом, а также рядом твердых растворов — от селадонита до глауконита (устное сообщение).

Весьма примечательно, что описание механизма образования типично гидротермальных и диагенетических глауконит-селадонитов как продуктов раскристаллизации кремнисто-железисто-щелочного геля фактически является одним и тем же у всех авторов. Основные различия в точках зрения о происхождении глауконитов связаны прежде всего с трактовкой вопросов об условиях возникновения гелей и механизме сорбции калия. Сходство механизма этих процессов отмечено Н. А. Лисицкой и Г. Ю. Бутузовой [14] и наглядно проявилось при изучении условий силикатного минералообразования в рудоносных осадках рифтовых областей, в частности Красного моря [1, 2] и Галапагосской зоны [44]. Продукты подводного базальтового вулканизма, как показала М. И. Липкина, также проходят гелевую стадию и для них также характерен ряд от нонтронитов и смешанослойных фаз до собственно высокожелезистых структурно упорядоченных слюдистых минералов.

Оживленная дискуссия развернулась в последние годы о роли обломочных и аутигенных глауконитов в современных осадках океана. Н. В. Логвиненко с соавторами [15], а также И. В. Николаева [19] считают, что основная масса глауконитов в океанических осадках является терригенной. Они изучали глаукониты в современных отложениях шельфа и континентального склона и пришли к выводу, что в большинстве случаев возраст глауконитов, по данным К—Аг-метода, колеблется в пределах 3—15 млн лет. На этом основании авторы заключили, что источником глауконита в современных океанических осадках могли быть относительно древние породы, обнажающиеся в прилегающих участках территории. Н. А. Лисицкая и Г. Ю. Бутузова [14] обосновывают, как сказано выше, аутигенно-диагенетическую концепцию генезиса океанических глауконитов. Они считают, что удревание возраста глауконитов, возможно, связано с повышением содержания аргона, определяющегося присутствием включений в глобулах, или общим завышением содержания радиоактивного аргона в глауконитах, явления, довольно часто связанного с областями проявления активного вулканизма [4]. Данные К—Аг-метода вряд ли можно считать достаточными для обоснования выводов об абсолютном распространении в океанических осадках обломочных глауконитов. Необходимы другие, более однозначные критерии для их разграничения.

Особого внимания заслуживают слюдистые минералы глауконит-селадонитового типа, очень широко распространенные в продуктах преобразования океанических базальтов, где они обычно выполняют везикулы и трещины. Как и в осадках, эти минералы связаны постепенными переходами с нонтронитами и Fe—Mg-сапонитами и являются активными накопителями калия.

Селадонит-глауконитовая группа минералов встречается и описана в преобразованных базальтах разного возраста — от плиоценового до мелового на примере изучения очень многих скважин DSDP Тихого и Атлантического океанов [12, 40, 41]. Они относятся к числу наиболее типичных индикаторных минералов гидротермально-гальмиролитического преобразования базальтов океанического дна.

Детальное изучение селадонит-глауконитовых минералов, их парагенетические взаимоотношения с Fe-сметкитами и аморфными железокремнистыми фазами было проведено недавно А. Г. Коссовской и др. [12] на примере скв. 407 DSDP в районе хр. Рейкьянес (Северная Атлантика). Среди выделенных трех основных типов парагенетических ассоциаций вторичных минералов, образующихся при изменении базальтов в условиях дна океана, впервые установлена селадонит-глауконит-кристобалитовая ассоциация. Массовое формирование минералов этого парагенеза, достигающее иногда 20—30% от общего состава измененных пород, наряду с новообразованными калиевыми минералами с каркасной структурой (филлипсит, К-полевои шпат) определяет концентрацию важнейших элементов (К и Si) в породах океанической коры, обеспечивая их региональные геохимические преобразования в Мировом океане,

названные А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым *начальной континентализацией океанической коры* [9].

В скв. 407 удалось установить очень тесные взаимоотношения в трещинах и везикулах различных новообразованных минералов — селадонита, фаз, переходных от селадонита к глаукониту, глауконита, Fe—Mg-сапонитов и еще не раскристаллизованных железисто-кремнистых образований. Так как под оптическим микроскопом селадонит и глауконит оказались практически неразличимы, идентифицировать их удалось только путем бинокулярного отбора отдельных разноокрашенных разновидностей и их последующего микронзондового и электронографического изучения. Интересно, что в псевдоморфозах по оливину присутствовал всегда только селадонит; в свободных пространствах и интерстиционных промежутках взаимоотношения селадонита, глауконита и переходных фаз сложны и разнообразны [12].

Таким образом, установлена гамма кристаллохимических переходов между селадонитом (типичным гидротермальным минералом) и глауконитом, традиционно считавшимся типично осадочным образованием. По-видимому, генезис глауконита, как и многих других слоистых силикатов, как выясняется в настоящее время, может быть конвергентным и свойственным разным геологическим условиям. В результате можно заключить, что широко распространенная точка зрения о том, что селадониты и глаукониты формируются в резко различных геологических обстановках, не всегда правильная. В этих условиях использование кристаллохимических критериев для решения вопросов о генезисе рассматриваемой группы минералов уже не является столь однозначным, как это считалось ранее. Изоморфная серия минеральных разновидностей в ряду селадонит — глауконит способна формироваться в разных геологических обстановках по сходному механизму. Нюансы физико-химических условий, в которых «предпочитает» образовываться тот или иной тип железистых слюд, еще предстоит изучить.

#### Литература

1. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицина Н. А. и др. Динамика формирования глинистых минералов в осадках впадины Атлантик II (Красное море).— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 30—42.
2. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицина Н. А., Ципурский С. И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в рудоносных осадках Красного моря.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 5, с. 82—88.
3. Высоковольная электронография в исследовании слоистых минералов/Ред. Звягин Б. Б., Врублевская З. В., Соболева С. В. и др. М.: Наука, 1979. 224 с.
4. Гептнер А. Р., Селезнева М. А., Смелов С. Б., Лискин И. Г. Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 44—62.
5. Горбунова Л. Н. Результаты сравнительного изучения глауконитов разных фаций.— Докл. АН СССР. Нов. сер., 1950, т. 70, № 5, с. 867—870.
6. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2.— Литология и полез. ископаемые, 1985, № 1, с. 3—16.
7. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1, с. 84—114.
8. Ивановская Т. А., Ципурский С. И. Особенности глауконита из нижнекембрийских отложений разреза Улахан — Сугучур.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 79—86.
9. Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования.— В кн.: Seventeen Conference on clay mineralogy and petrology. Karlowy wary, 1976, p. 196—201.
10. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдяных минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 71—96.
11. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1976, с. 60—69.
12. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледя К. Г. и др. Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407 DSDP).— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 63—81.
13. Липкина М. И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 44—54.
14. Лисицина Н. А., Бутузова Г. Ю. К вопросу о генезисе океанических глауконитов.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 91—97.

15. Логвиненко Н. В., Волков И. И., Розанов А. Г. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 2, с. 3—13.
16. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 358 с.
17. Муравьев В. И., Воронин Б. И. Гетерогенность состава глауконитовых зерен.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 3, с. 74—84.
18. Муравьев В. И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 205 с.
19. Николаева И. В. Минералы групп глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
20. Николаева И. В. Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы.— В кн.: Минералогия и геохимия глауконитов.— Новосибирск, 1981, с. 4—41.
21. Николаева И. В., Каменева М. Ю., Бородаевская З. В. Микронеоднородность минералов группы глауконита и ее генетическая интерпретация.— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 4, с. 939—941.
22. Слонимская М. В. Методика анализа ИК-спектров при изучении реальной структуры глауконитов.— В кн.: Глины, глинистые минералы и их использование в народном хозяйстве: Тез. докл. XIII Всесоюз. совещ. Алма-Ата, 1985, с. 22—23.
23. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
24. Шутов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А. и др. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 74—81.
25. Шутов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л. Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 1, с. 23—40.
26. Шутов В. Д. Модель образования глауконита и «сколита» на примере месторождения Сколе.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 1, с. 147—152.
27. Bailey S. W. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee.— Clay Minerals, 1981, v. 15, p. 85—93.
28. Benter Y., Kastner M. Notes on the mineralogy and origin of glauconite.— J. Sediment. Petrol., 1965, v. 35, p. 155—166.
29. Buckley H. A., Bevau J. A., Brown K. M. e. a. Glauconite and celadonite two separate mineral species.— Mineral. Mag., 1978, v. 42, p. 373—402.
30. Buckley H. A., Easton A. J., Johnson L. K. Compositional variation in glauconite.— Mineral. Mag., 1984, v. 48, № 1, p. 119—126.
31. Burst J. F. Mineral heterogeneity in glauconite pellete.— Amer. Mineralogist, 1958, v. 43, № 5—6, p. 481—497.
32. Burst J. F. Glauconites pellete: their mineral nature and application to stratigraphic interpretation.— Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol., 1958, v. 42, p. 310—324.
33. Dainyak L. G., Bookin A. S., Drits V. A., Tsipursky S. I. Mossbauer and electron diffraction study of cation distribution in celadonite.— Acta crystallogr., 1981, A-37, p. 362—363.
34. Eisenack A. Beitrag zur Glaukonitforschung.— Neues Jahrb. Geol. and Paläeontol., 1978, H. 11, S. 641—656.
35. Hower J. Some factors concerning the nature and origin of glauconite.— Amer. Mineralogist, 1961, v. 46, № 3—4, p. 313—335.
36. Kohler E. E. Zum Stand der Glaukonitforschung — eine Bibliographie.— Z. Geol. und Paläeontol., 1976, t. 1, S. 974—1017.
37. Odin G. S., Matter A. De glauconiarum origine.— Sedimentary, 1981, p. 611—641.
38. Odom E. Microstructure, mineralogy and chemistry of Cambrian glauconite pellete and glauconite central USA.— Clays and Clay Minerals, 1976, v. 24, p. 232—238.
39. Odom E. Glauconite and celadonite minerals.— Mica, 1984, v. 13, p. 436—462.
40. Pertsev N. N., Rusinov V. L. Mineral assemblages and alteration in basalts at Sites 417 and 418.— In: Initial Reports DSDP. Wash.: US Govern. Printing Office, 1979, v. 51—52—53, p. 1219—1242.
41. Pertsev N. N., Boronikin V. A. Alteration zones near veins in basalts from DSDP Sites 501/504 and 505 Costa Rica rift.— In: Initial Reports DSDP. Wash.: US Govern. Printing Office, 1979, v. 69, p. 565—571.
42. Thompson J. A., Hower J. The mineralogy of glauconite.— Clays and Clay Minerals, 1975, v. 23, p. 284—300.
43. Smulicovscky K. The problem of glauconite.— Arch. Mineral., 1954, v. 18, p. 21—120.
44. Varentsov I. M., Sakharov B. A., Drits V. A. e. a. Hydrothermal deposits of the Galapagos rift zone Leg 70: mineralogy and geochemistry of major components.— In: Initial Reports DSDP. Wash.: US Govern. Printing Office, 1983, v. 70, p. 235—268.
45. Velder B., Odin G. S. Further information related to origin of glauconite.— Clays and Clay Minerals, 1975, v. 23, p. 376—381.

УДК 552.51 (575.18)

**ЮРСКИЕ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ  
ДАРВАЗО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ, ЦЕНТРАЛЬНОГО  
И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА**

**ТИМОФЕЕВ П. П., БЕБЕШЕВ И. И., МАКАРОВ Ю. В.**

В статье описываются юрские терригенно-минеральные провинции Южного Тянь-Шаня и Памира. Благодаря применению детального литолого-фациального и минералого-петрографического анализов реконструируются палеогеографические обстановки этого региона.

Все опубликованные работы [1—12, 14, 18—22, 24, 26, 27] по юрским отложениям рассматриваемого региона посвящены общим вопросам геологии, статиграфии и тектоники. Данные по вещественному составу этих отложений до настоящего времени отсутствуют.

Перед авторами стояла задача на основе литолого-фациального и минералого-петрографического изучения юрских отложений в тектонически разнородных участках земной коры юго-восточного сегмента высокой части Азии (Южный Тянь-Шань, Памир и Дарваз) восстановить древние питающие провинции, направление сноса и пути транспортировки обломочного материала, а также эволюцию и взаимоотношение основных седиментационных бассейнов.

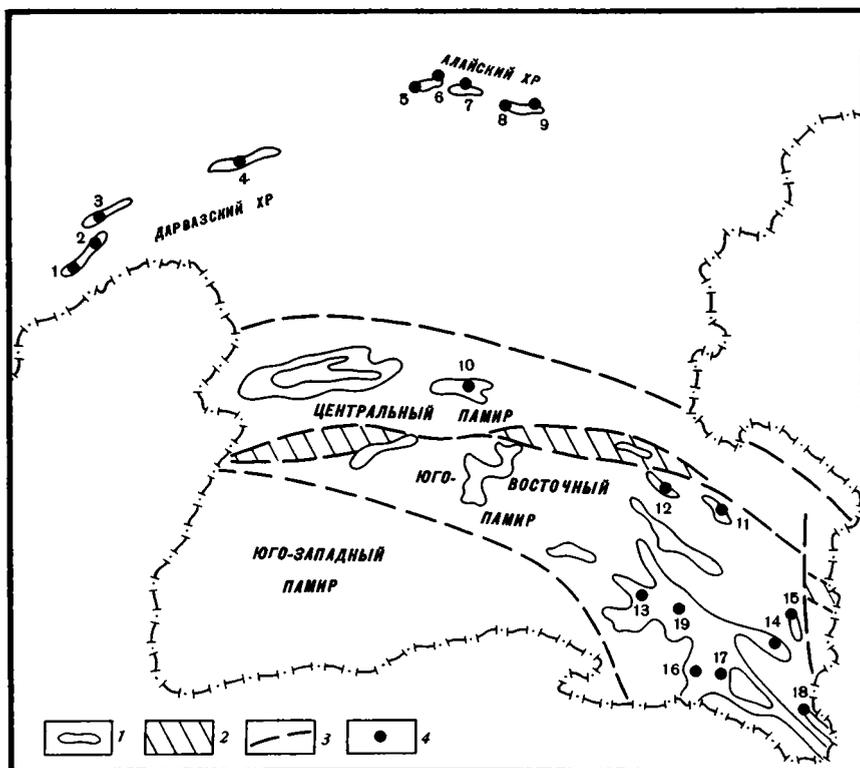
В настоящей статье излагаются результаты изучения юрских отложений Дарвазо-Алайской зоны, Центрального и Юго-Восточного Памира. Эти исследования являются частью комплекса работ по выяснению юрской истории геологического развития юго-востока Средней Азии, которые проводятся сотрудниками лаборатории осадочных формаций под руководством чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеева. Исследование проводилось методом литолого-фациального и формационного анализа, разработанного и усовершенствованного в ГИН АН СССР [5, 13, 23].

Изученный регион приурочен к различным тектоническим структурам. Центральный и Юго-Восточный Памир в юрское время представляли собой шельф Памиро-Тибетского Мезотетиса. Дарвазо-Алайская зона являлась частью Афгано-Таджикской впадины, заложение которой соответствует раннеюрской эпохе.

Юрские отложения в пределах изученного региона распространены неравномерно (фиг. 1). В Дарвазо-Алайском районе юрские породы выходят на поверхность по южному и юго-западному склонам Дарвазского хребта, в долине рек Муксу и Обининоу. Далее они прослеживаются по южному склону Алайского хребта, где в крутом падении уходят под современные отложения Алайской долины.

В Дарвазском районе эти отложения представляют собой сложно-построенный полифациальный комплекс, который в нижней части состоит преимущественно из чередования аллювиальных, озерных, озерно-болотных, а в верхней — озерных, пребрежно-морских и морских отложений. Доля участия последних в северо-восточном направлении уменьшается, а в районе Дараут-Курган, Нурус-Куль, Кавак они полностью отсутствуют (фиг. 2).

В пределах Юго-Восточного Памира они прослеживаются от верховьев р. Аксу до Сарезского озера и представлены главным образом карбонатными осадками: органогенными, органогенно-обломочными, оолитовыми, микритовыми и шламowymi известняками. Терригенные образования представлены песчаниками, гравелитами с прослоями известняков, а в ряде случаев с отдельными валунными конгломератами. По-



Фиг. 1. Схема расположения изученных геологических разрезов  
 1 — выход юрских отложений на дневную поверхность; 2 — Рушанско-Пшартская зона; 3 — границы структурно-формационных зон; 4 — изученные разрезы: 1 — Гринг, 2 — Шкельдара, 3 — Иокунж, 4 — Мнанаду, 5 — Коксу, 6 — Нурус-Куль, 7 — Дараут-1, 8 — Дараут, 9 — Кавак, 10 — Кокуйбель, 11 — Мынхаджир, 12 — Кара-Белес, 13 — Гурумды, 14 — Кунтей-сай, 15 — Тахтамыш, 16 — Вахан, 17 — Салангур, 18 — Каракуль-Ашу, 19 — Куртеке

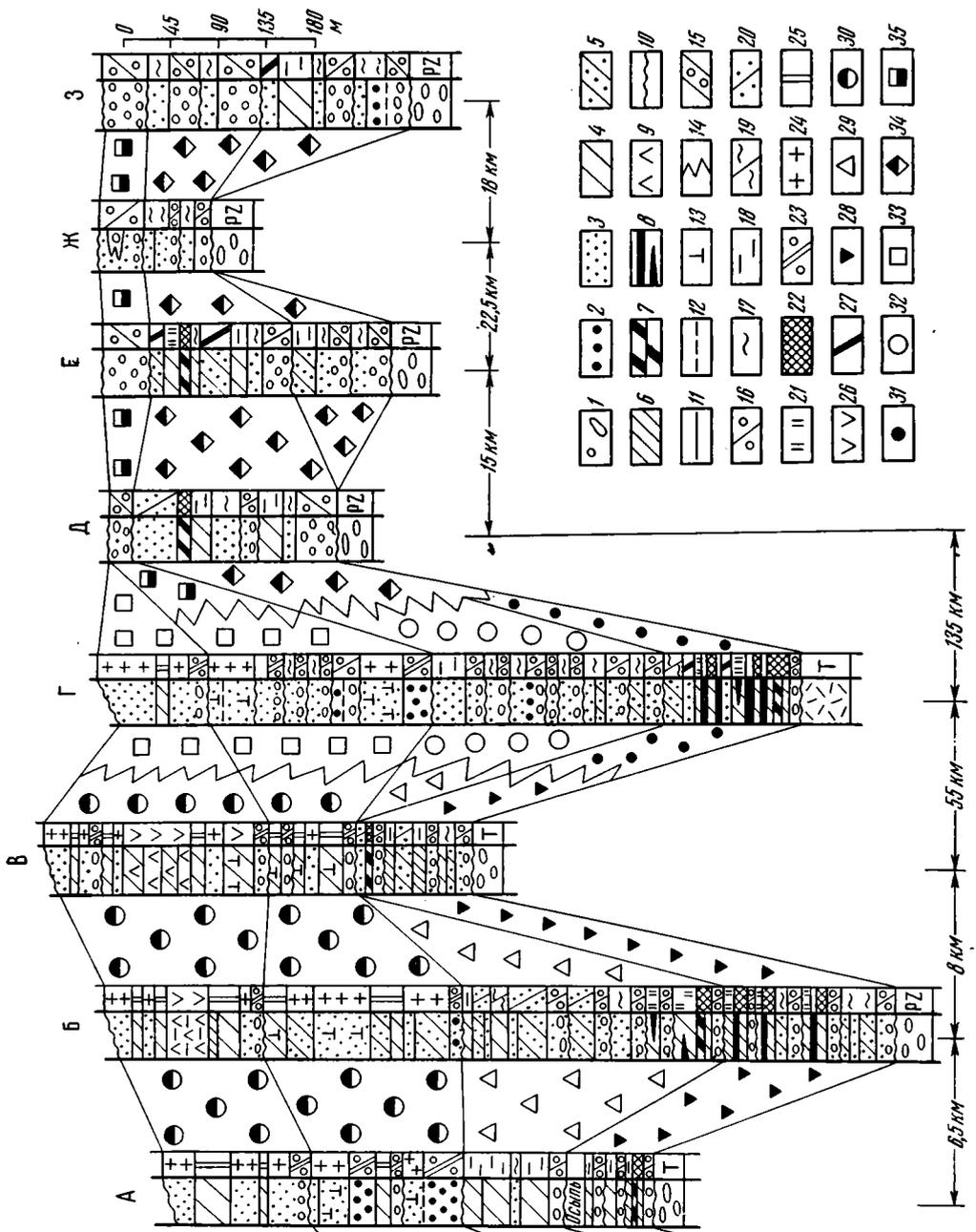
следние генетически связаны, по нашему мнению, с островами и при-островными шельфами. Формирование юрских отложений происходило на относительно удаленной от побережья зоне морского бассейна (фиг. 3).

В районах Центрального Памира отложения юрского возраста обнажаются в междуречье Танымас — Кокуйбель — Бартанг и характеризуются в нижней и средней частях чередованием карбонатизированных алевролитов, аргиллитов, песчаников, реже гравелитов, а в верхней части — преобладанием известняков прибрежно-морского генезиса. Эти отложения формировались во внешней шельфовой зоне Памиро-Тибетского Мезотетиса.

Детальное литолого-фациальное и минералого-петрографическое изучение юрских отложений в пределах рассматриваемого региона позволило выделить четыре крупных этапа осадконакопления, отвечающих макроциклам (подформациям), каждый из которых соответствует определенной стадии геотектонического развития региона и характеризуется определенным возрастным интервалом. Макроциклы отличаются друг от друга разными ландшафтно-климатическими условиями седиментации, групповым набором растительных сообществ, вещественным составом сформированных отложений, и отделяются друг от друга либо резкой сменой обстановок осадконакопления, либо региональным размывом. Первый макроцикл соответствует нижней юре — аалену, второй — байосу — бату, третий — келловею — оксфорду и четвертый — кимериджу — титону.

Осадки первого и второго макроциклов накапливались в аллювиальных, аллювиально-озерно-болотных, озерно-болотных и прибрежных

Система	Нижний		I	
	Средний	Верхний	Водоск.-ватский	Кемальский-Осфордский
Умден	Б е р т л и		II	
	А	Б	Кемальский-Осфордский	Кемальский-Осфордский
Макрачкин	III		III	
	А	Б	Кемальский-Осфордский	Кемальский-Осфордский



ландшафтных зонах в условиях гумидного климата, а отложения третьего и четвертого макроциклов — в прибрежно-морских ландшафтах в условиях семиаридного и аридного климата.

## МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНИКОВ

При выделении минеральных ассоциаций использована классификация В. Д. Шутова [25]. В результате проведенных исследований в разрезах четырех макроциклов установлены различия в их вещественном составе и выделены терригенно-минеральные провинции, характерные для отдельных частей рассматриваемого региона. Они различаются между собой количественным соотношением порообразующих компонентов (кварца, полевых шпатов и обломков пород), а также их морфологическими и генетическими особенностями. При изучении обломочного кварца нами принята классификационная схема А. Г. Коссовской [16] с учетом дополнений, сделанных в последующих работах [17]. В отмеченных работах наиболее ярко отражены генетические аспекты, связанные с изучением различных морфологических типов кварца. Из карбонатных отложений выделялся и исследовался нерастворимый в 2%-ной соляной кислоте остаток. Большое значение для восстановления областей сноса имело изучение особенностей минералов легкой и тяжелой фракций, а также первичного глинистого цемента.

Анализ вещественного состава позволил выделить среди отложений юрского возраста 13 терригенно-минеральных ассоциаций (фиг. 4): восемь — в отложениях Дарвазо-Алайской зоны и пять — в осадках Центрального и Юго-Восточного Памира. Одни ассоциации связаны между собой постепенным переходом, другие сменяются резко.

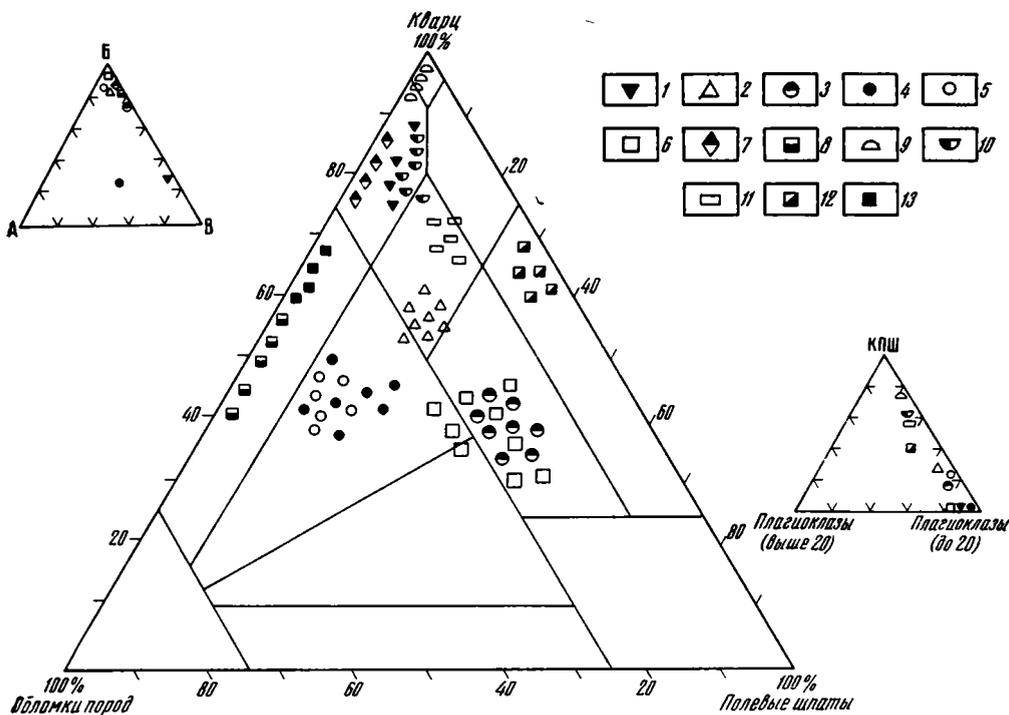
**Дарвазо-Алайская зона. Ассоциация олигомиктовых кремнекластито-кварцевых песчаников.** Наиболее ярко данная ассоциация представлена в отложениях первого макроцикла разрезов Гринг, Шкельдара, Иокунж (см. фиг. 2). Для нее характерны следующие содержания, %: кварц 70—80, полевые шпаты до 10, обломки пород от 10 до 20.

Кварц в подавляющей массе образует обычно оплавленные корродированные зерна, характерные для кислых эффузивов. Встречаются также идиоморфные бипирамидальные кристаллы короткопризматического габитуса. В незначительном количестве присутствует седиментационный кварц. Среди полевых шпатов доминирующая роль принадлежит кислым плагиоклазам. В небольшом количестве встречаются также зерна пелитизированных калиевых шпатов.

Фиг. 2. Распределение терригенно-минеральных ассоциаций в юрских отложениях Дарвазо-Алайской зоны (А — Гринг, Б — Шкельдара, В — Иокунж, Г — Мианаду, Д — Коксу, Е — Нурус-Куль, Ж — Дараут, З — Кавак)

1—9 — литологические типы пород (1 — гравелит, 2 — крупнозернистый песчаник, 3 — среднемелкозернистый песчаник, 4 — алевролит, 5 — чередование песчаников и алевролитов, 6 — аргиллит, 7 — углистый аргиллит, 8 — пласти угля, 9 — гипс); 10—11 — контакты (10 — с разрывом, 11 — отчетливые); 12 — постепенный переход; 13 — карбонатность, 14 — фациальные замещения; 15—27 — фации (15 — песчано-гравийных осадков равнинно-горных и горно-равнинных рек, 16 — гравийно-песчаных осадков равнинных рек, 17 — алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы, 18 — алеврито-глинистых осадков вторичных водоемов поймы, 19 — алеврито-глинистых осадков полуизолированных участков озерного водоема, 20 — алеврито-песчаных осадков мелководья озерных водоемов, 21 — глинисто-алевролитовых осадков зарастающих озерных водоемов речных долин, 22 — почвы и подпочвы, развитые на аллювиальных дельтах, 23 — гравийно-песчаных осадков подводных дельт, 24 — песчано-алевролитовых осадков прибрежного мелководья морского бассейна, 25 — алеврито-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна, в том числе заливов и лагун, 26 — гипсоноско-глинистых осадков прибрежного мелководья засоляющегося бассейна, 27 — песчано-алевролитовых осадков проточных участков озерных водоемов); 28—35 — терригенно-минеральные ассоциации (28 — кремнекластито-кварцевые песчаники, 29 — мезомиктовые песчаники, 30 — граувакковая аркоза, 31 — полевошпат-кварцевая граувакка с преобладанием обломков осадочных пород, 32 — полевошпат-кварцевая граувакка с преобладанием обломков эффузивных пород, 33 — аркозовая граувакка, 34 — кремнекластито-кварцевые песчаники, 35 — кварцевая граувакка)





Фиг. 4. Диаграмма изменения соотношения породообразующих компонентов в юрских отложениях Дарвазо-Алайской зоны, Центрального и Юго-Восточного Памира 1 — кремнекlastито-кварцевые песчаники первого макроцикла разрезов Гринг, Шкельдара, Йокунж; 2 — мезомиктовые песчаники второго макроцикла разрезов Гринг и Шкельдара; 3 — граувакково-аркозовые песчаники третьего и четвертого макроциклов разрезов Гринг, Шкельдара, Йокунж; 4 — полевошпат-кварцевые граувакковые песчаники первого макроцикла разреза Мианаду; 5 — полевошпат-кварцевые граувакковые песчаники с преобладанием обломков эффузивных пород второго макроцикла разреза Мианаду; 6 — граувакково-аркозовые песчаники третьего макроцикла разреза Мианаду; 7 — кремнекlastито-кварцевые песчаники первого и второго макроциклов разрезов Нурус-Куль, Дараут и Кавак; 8 — кварц-граувакковые песчаники третьего макроцикла разрезов Нурус-Куль, Дараут и Кавак; 9 — мезомиктовые кварцевые песчаники первого и второго макроциклов Центрального Памира; 11 — мезомиктовые песчаники перчааники третьего макроцикла Центрального Памира; 11 — мезомиктовые песчаники первого макроцикла разреза Куртеке; 12 — аркозовая ассоциация первого, второго, третьего макроциклов разрезов Гурумдинской зоны (Гурумды, Вахан, Салангур) и второго и третьего макроциклов разреза Куртеке, Тахтамыш и Каракуль-Ашу; 13 — кварц-граувакковые песчаники первого макроцикла разрезов Тахтамыш и Каракуль-Ашу; А—В — породы (А — средние и основные изверженные, Б — осадочные, В — кислые изверженные)

Обломки пород на 70—80% состоят из отдельных фельзитового состава, являющихся продуктами разрушений кислых эффузивов, возможно игнимбритов. Они часто имеют флюидальную текстуру. Единичные обломки представлены сильно раскристаллизованными вулканическими стеклами. Обломки микрокварцитов, кварцитов и глинистых сланцев составляют 10—15%. Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, апатитом. Для данной ассоциации характерно полное отсутствие глинистого вещества и широкое развитие регенерационных и конформных структур.

*Ассоциация мезомиктовых песчаников.* Она прослежена в отложениях второго макроцикла разрезов Шкельдара и Гринг. В отличие от предыдущей ассоциации здесь наблюдается увеличение содержания полевых шпатов и обломков пород. Для нее характерно содержание (%) кварца 60—70, полевых шпатов 20—25, обломков пород 20—30. Среди кварца резко преобладают удлиненные зерна метаморфического типа [16]. В незначительном количестве присутствует эффузивный кварц. Полевые шпаты представлены калиевыми разностями и плагиоклазами

(до № 20—25). Резко уменьшается (до 5—10%) количество обломков эффузивов вследствие увеличения обломков глинистых пород и кварцитов. Эта ассоциация отличается повышенным содержанием мусковита, более разнообразными становятся акцессорные минералы, среди которых преобладает циркон, представленный двумя морфологическими разновидностями (окатанными и неокатанными зернами), турмалин, сфен, апатит и в виде единичных зерен гранат.

*Ассоциация граувакко-аркозовых песчаников.* Данная ассоциация установлена в отложениях третьего и четвертого макроциклов разрезов Шкельдара и Гринг. Она характеризуется содержанием (%) кварца 40—60, полевых шпатов 30—40, обломков пород 10—15. Среди кварцевых зерен наиболее распространены дымчатые, стеклянно-прозрачные обломки, генетически связанные с изверженными породами. В незначительном количестве присутствуют удлиненные зерна метаморфического и окатанного седиментационно-осадочного кварца.

Полевые шпаты представлены как калиевыми разновидностями, так и плагиоклазами (до № 20—25). Среди них встречаются зерна двух разновидностей: серицитизированные и относительно свежие. Для этой ассоциации характерно повышенное содержание в целом карбонатов, которые интенсивно корродируют обломочные зерна других минералов. В ряде случаев полевые шпаты полностью замещаются кальцитом, что необходимо учитывать при их подсчете. В противном случае полностью замещенные зерна можно принять за обломки карбонатных пород. Это, естественно, может привести к неправильной генетической интерпретации.

Акцессорные минералы представлены цирконом (как правило, полуокатанным), турмалином, магнетитом, редко встречаются апатит и гранат.

*Ассоциация полевошпат-кварцево-граувакковых песчаников с преобладанием обломков кислых и средних эффузивов.* Характерным примером данной ассоциации являются отложения первого макроцикла разреза Мианаду, в которых содержание (%) кварца 40—50, полевых шпатов 20—30, обломков пород 30—40. Кварц представлен двумя разновидностями: прозрачными чистыми совершенно неокатанными зернами и кристаллами бипирамидальной формы, а также округлыми выделениями с оплавленными, корродированными, «заливчатыми» ограничениями. Такой тип кварца, вероятно, связан с разрушением эффузивных пород мынтекинской серии [14, 18; 21]. В незначительном количестве присутствуют зерна кварца неправильной и изометричной формы с газожидкими включениями, располагающиеся в виде линейно вытянутых полос. В этих зернах иногда встречаются мельчайшие включения слюд и калиевого полевого шпата. Данный тип кварца обычно связан с кислыми изверженными породами [16]. Полевые шпаты представлены альбитом и олигоклазом, в виде единичных зерен присутствуют также калиевые разновидности. Среди них встречаются как серицитизированные и пелитизированные зерна, так и неизмененные. Обломки пород представлены кислыми и средними эффузивами и составляют 70—80%. Для них характерна флюидальная структура, выраженная в виде извилистых струй и потоков.

Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, апатитом, эпидотом-цоизитом, лейкоксеном и в виде единичных зерен гранатом.

*Ассоциация полевошпат-кварцево-граувакковых песчаников с преобладанием обломков метаморфических и осадочных пород.* Данная ассоциация установлена в отложениях второго макроцикла разреза Мианаду. Она характеризуется содержанием (%) кварца 40—60, полевых шпатов 20—40, обломков пород 20—30.

Кварц в подавляющей массе сложен изометрической разновидностью с включением мельчайших зерен турмалина и циркона. Встречается также эффузивный кварц. Полевые шпаты состоят из кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. В этой ассоциации значительно увеличи-

ваются содержание обломков глинистых (пелитовых) и кремнистых пород. Обломки эффузивных пород составляют не более 10%. В целом обломки пород характеризуются хорошей окатанностью. Для данной ассоциации свойственно отсутствие связующего материала, в связи с чем широко развиты процессы регенерации и инкорпорации обломочных зерен.

Группа аксессуарных минералов состоит из циркона, турмалина, граната, редко апатита.

*Ассоциация аркозово-граувакковых песчаников.* Данная ассоциация выделена в отложениях третьего и четвертого макроциклов в разрезах Мианаду. Для нее характерно содержание (%) кварца 40—50, полевых шпатов 30—40, обломков пород 10—20.

Кварц в основном характеризуется округлой формой и, очевидно, претерпел неоднократное переотложение. Среди полевых шпатов преобладают кислые разновидности. В этой ассоциации обломки представлены главным образом кремнистыми и алеврито-глинистыми породами, в меньшем количестве микрокварцитами и кварцевыми песчаниками. Обломки эффузивных пород почти полностью отсутствуют.

*Ассоциация кремнекластито-кварцевых песчаников.* Она распространена в отложениях первого и второго макроциклов разрезов Нурус-Куль, Дараут-Курган и Кавак. Для нее характерно содержание кварца 70—80%, обломков пород 20—30% при полном отсутствии полевых шпатов. Обломки пород представлены песчаниками, кварц-серицитовыми и серицит-кварцевыми агрегатами и микрокварцитами. Песчаники состоят главным образом из разнообразных по величине и окатанности зерен кварца. Обломки серицит-кварцевого и кварц-серицитового состава сложены слабо окатанными, мелкими зернами кварца и чешуйками слюды. Для них характерна отчетливая микрослоистость, унаследованная от исходных первичных осадочных пород, образованных в условиях низкой степени метаморфизма и не испытавших глубоких изменений в последующие эпохи. Обломки микрокварцитов состоят главным образом из разнообразных по величине зерен кварца и характеризуются полигональными прямолинейными контурами. Они имеют мозаичную микрогранобластовую структуру. Аксессуарные минералы представлены цирконом, турмалином, эпидотом, роговой обманкой.

*Граувакково-кварцевая ассоциация песчаников.* Она прослеживается в отложениях третьего макроцикла разрезов Нурус-Куль, Дараут-Курган и Кавак. Для нее характерно содержание кварца 40—60%, обломков пород 40—60%. По вещественному составу обломки пород идентичны с выше описанной ассоциацией и отличаются от нее резким увеличением их количества.

**Центральный и Юго-Восточный Памир.** В отличие от Дарвазо-Алайской зоны в юрских отложениях Центрального и Юго-Восточного Памира формировались совершенно другие, резко различающиеся по вещественному составу минеральные ассоциации. Они отчетливо отражают осадконакопления различных частей этого региона (см. фиг. 3).

В юрских отложениях Центрального Памира формировались две ассоциации: мономинеральная кварцевая и кремнекластито-кварцевая.

*Мономинеральная кварцевая ассоциация песчаников.* Эта ассоциация установлена в прибрежно-морских отложениях первого и второго макроциклов. Ее отличительной чертой является повышенное (до 90%) содержание кварца, среди которого преобладает седиментационно-осадочный тип. Полевые шпаты играют подчиненную роль (их содержание колеблется от 0 до 5%) и представлены пелитизированными калиевыми разновидностями. Обломки пород, среди которых присутствуют кварц-слюдистые сланцы и известняки, не превышают 10—15%. Как правило, они отличаются хорошей окатанностью. Группа аксессуарных минералов состоит из циркона, турмалина, апатита, граната, ставролита, а также самородного золота (в виде примеси).

Глинистые минералы представлены гидрослюдой и хлоритом. В целом для ассоциации характерно повышенное содержание аутигенного

лейкоксена и минералов гидроокислов железа. Последние развиваются по аутигенному пириту.

*Кремнекластито-кварцевая ассоциация песчаников.* Она установлена в прибрежно-морских и морских отложениях третьего макроцикла. Для нее характерно содержание (%) кварца 60—70, полевых шпатов 10—15, обломков пород 20—30. Кварц представлен как седиментационно-осадочным типом, так и изверженным. Среди обломков пород присутствуют микрокварциты и известняки. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, пиритом, апатитом и эпидотом. Среди глинистых минералов встречены гидрослюда, хлорит и смешанослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

В пределах Юго-Восточного Памира установлены три терригенно-минеральные ассоциации: полевошпат-кварцево-аркозовая, кварц-граувакковая и мезомиктовых песчаников.

*Полевошпат-кварцево-аркозовая ассоциация.* Эта ассоциация установлена в отложениях первого и второго макроциклов разрезов Вахан, Салангур и Гурумды. Кроме того, данная ассоциация прослеживается в отложениях второго макроцикла разрезов Куртеке, Тахтамыш и Каракуль-Ашу. Для нее характерно содержание кварца 60—70%, полевых шпатов 40—30%. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие обломков пород. Среди зерен кварца преобладает изометричная разновидность. В незначительном количестве присутствуют обломки удлиненного габитуса. Полевые шпаты представлены плагиоклазами и калиевыми разновидностями. По ним интенсивно развиты процессы серицитизации и пелицитизации. Однако наряду с сильно измененными зернами встречаются относительно свежие. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и хлоритом. Среди акцессорных минералов присутствует циркон, который встречается в трех разновидностях: окатанный, полуокатанный и неокатанный. Турмалин в основном состоит из окатанных зерен. Содержание граната, сфена, апатита и титанита незначительно.

*Ассоциация кварц-граувакковых песчаников.* Данная ассоциация широко распространена в отложениях первого макроцикла разрезов Тахтамыш, Каракуль-Ашу. Она характеризуется содержанием кварца 60—70%, обломков пород 30—40%. Кварц представлен разнообразными типами: изометрично-пластинчатым с включениями акцессорных минералов (турмалин, циркон, апатит) и дымчатым с прямым угасанием, часто сильно трещиноватым с мономинеральными включениями.

Обломки пород характеризуются чрезвычайно разнообразными типами: кремнистыми сланцами, иногда со спикулами губок, кварцитами, микрокварцитами с примесью хлорита, высокоуглеродистыми алевритоглинистыми породами. Эта ассоциация отличается большим разнообразием акцессорных минералов. Ее представителем является циркон, часто несущий следы хорошей окатанности и характеризующийся розовой и пурпурной окраской. Кроме того, в этой ассоциации присутствуют рутил, роговая обманка, сфен, апатит, эпидот, магнетит. Глинистые минералы представлены хлоритом и гидрослюдой.

*Ассоциация мезомиктовых песчаников.* Эта ассоциация установлена в отложениях первого макроцикла разреза Куртеке (Истыкская зона). Она представлена (%) кварцем 60—70, полевыми шпатами 10—20, обломками пород 10—20. Кварц в общей своей массе характеризуется теми же морфологическими особенностями, что и в предыдущей ассоциации, выявленной в разрезах Каракуль-Ашу и Тахтамыш. Такое же сходство отмечается в качественном отношении обломков пород. Отличие их заключается только в количественном содержании. Полевые шпаты по составу соответствуют таковым из отложений разрезов Гурумдинской зоны (Гурумды, Вахан, Салангур).

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Прежде чем перейти к восстановлению питающих провинций и эволюции областей осадконакопления, необходимо рассмотреть основные концепции на развитие Памирского сегмента. Согласно первой [7], исхо-

дя из особенностей глубинного строения земной коры рассматриваемого региона выделены крупные блоки (Рушанский, Алайский, Северо-, Центральнo- и Южно-Памирский, Каракорумский, Высоких и Низких Гималаев), между которыми располагались самостоятельные переходные зоны, имеющие индивидуальное строение (флишевая зона Инд, Акбайтальская зона разломов). Блоки разделяются между собой глубинными разломами (Южно-Ферганский, Северо-Памирский, Акбайтальский, Рушанско-Пшартский, Драсский, Пенджабский и др.), падающие очень круто, не положе 70°. Причем аномальность глубинного строения Памиро-Гималайского региона захватывает не только земную кору, но и астеносферу. Вертикальный подъем аномально разогретого вещества из глубоких слоев мантии на поверхность обуславливает повышенный тепловой поток, усиленную сейсмическую активность и поднятие в районе Памира (не более чем за 30 млн лет до нашего времени) крупных блоков земной коры, разделенных относительно опущенными впадинами. Это воздымание продолжается и в настоящий период.

Другая точка зрения [15, 19, 20, 22, 26, 28] помимо собственно орогенеза предполагает проявление тектонической активности в виде рифтообразования. Рифтовые системы неоднократно зарождались и отмирали на площади современного Азиатского материка.

С закрытием Палеотетиса в середине — конце триаса, в результате сближения отколовшихся от Гондваны континентальных блоков с южным краем Евразийского материка, южнее происходит активное раскрытие Мезотетиса, заложившегося в конце девона — карбона. Закрытие этого бассейна с корой океанического типа произошло в основном в позднекиммерийскую эпоху на рубеже юры и мела. Одновременно с этим вследствие продолжающегося раскола северного края Гондваны происходит расширение Неотетиса, которое в поздне меловую эпоху сменяется сжатием. К концу эоцена завершается поглощение коры океанического типа. Расположение Афро-Аравийской и Индостанской, а также Евразийской плит приобретает современный облик. Причем в настоящее время отмечается сближение Памира и Тянь-Шаня до 2,4 см в год [26]. Рифтовые системы трансформируются накоплением в их центральных частях глубоководных вулканогенных и терригенно-кремнистых формаций на коре океанического типа.

Как видим, эти гипотезы принципиально отличаются источником энергии, механизмом проявления геологических процессов, но объединяются конечным результатом, который выражен в гигантском скупивании горных хребтов, образующих современную высокую часть Азии.

**Дарвазо-Алайская зона.** На современных геологических и тектонических картах Дарвазо-Алайская зона показана резко суженной. Граница юрского седиментационного бассейна на севере Афгано-Таджикской депрессии, продолжением которой на северо-западе является Алайская долина, не вызывает сомнения. Она соответствовала современным контурам выходов юрских отложений и проходила по подножию южных склонов Гиссарского и Алайского хребтов. Ее южная граница, исходя из данных литолого-фациальных и минералого-петрографических исследований, не соответствует современной. Если даже предположить, что она находилась в юрское время на том месте, где мы ее наблюдаем сейчас, то мы вправе были бы ожидать слияния речных долин, стекавших с древних поднятий Алая, Дарваза и Северного Памира, и соответственно смещения терригенно-минеральных ассоциаций, поступавших с указанных поднятий. Однако этому противоречат полученные нами результаты. По всей вероятности, южная граница юрского седиментационного бассейна в районе Дарвазо-Алайской зоны находилась несколько южнее современной. Среди юрских отложений Дарвазо-Алайской зоны выделяются три района, отличающиеся по характеру минеральных ассоциаций (см. фиг. 2). Первые три ассоциации характеризуют крайние юго-западные разрезы Дарвазского хребта (Гринг, Шкельдара, Йокунж).

Ассоциация кремнекласито-кварцевых гравелитов и песчаников установлена в аллювиальных, озерных и озерно-болотных отложениях пер-

вого макроцикла. Ассоциация мезомиктовых песчаников выявлена в озерных и прибрежно-морских отложениях второго макроцикла, граувакково-аркозоявая — в морских и прибрежно-морских осадках третьего и четвертого макроциклов. Первый и второй макроциклы формировались в условиях гумидного климата, а третий и четвертый — при резко аридном климате. Вещественный состав ассоциаций позволяет установить возможные материнские породы. Присутствие в большом количестве в составе первой ассоциации оплавленного корродированного кварца, обломков эффузивных пород с характерными флюидальными текстурами указывает, что вероятным источником ее материала был комплекс эффузивных образований. Ими скорее всего являлись кварцевые порфиры (липариты) пермо-триасового возраста шакаревской, чапсайской, васмикухской и иокуньжской свит, широко развитые в пределах Дарвазского хребта [8, 9, 14, 18]. Подтверждением этого является также идентичный состав акцессорных минералов первой ассоциации, среди которых отмечаются магнетит, циркон и в виде единичных зерен апатит. Наряду с пермо-триасовыми эффузивным комплексом размыву подвергались кремнистые сланцы, на что указывает их присутствие в составе первой минеральной ассоциации.

Во время формирования второй ассоциации область мобилизации вещества значительно расширилась. Наряду с эффузивным комплексом, доля участия которого резко сократилась, в размыв вовлекаются интрузивные и осадочно-метаморфические породы палеозойского возраста.

Присутствие среди полевых шпатов натриево-калиевых разностей, плагиоклазов (до № 20—25), стеклянно-прозрачного и дымчатого кварца, а среди акцессорных минералов — циркона, турмалина, магнетита и мусковита указывает на то, что размыву подвергались породы интрузивного комплекса, судя по гранитоидному составу этой минеральной ассоциации. В настоящее время гранитоидные массивы доюрского возраста на изученной площади распространены спорадически. Очевидно, в прошлом они были развиты более широко.

Наряду с эффузивными и интрузивными комплексами, как было уже отмечено выше, в составе второй ассоциации резко увеличивается роль осадочно-метаморфических пород. Об этом свидетельствует значительное увеличение обломков глинистых, алевроито-глинистых пород и кварцитов. Это, по-видимому, связано с тем, что размыву подвергались породы осадочных и осадочно-метаморфических комплексов доюрского возраста. Им мог быть карбонатный флишоидный комплекс, характеризующийся средней стадией метаморфизма и состоящий из чередования алевролитов, песчаников и аргиллитов. Степень метаморфизма пород этого комплекса соответствует стадии метаморфизма обломочных частиц второй ассоциации. В настоящее время данный комплекс развит на территории Северного Афганистана. Хорошая окатанность обломков указывает на относительно длинный путь их транспортировки.

И наконец, третья ассоциация отличается от описанных выше резким увеличением полевых шпатов и уменьшением количества обломков пород. Это обусловлено тем, что в момент формирования третьей ассоциации палеогеография водосборов резко изменилась за счет вовлечения в область денудации новых площадей гранитоидных массивов. При этом доля пород осадочно-метаморфических комплексов резко сократилась. Обращает на себя внимание полное отсутствие обломков эффузивных пород, что свидетельствует об их полном отсутствии в областях сноса.

Несколько иной состав минеральных ассоциаций отмечается в районе Мианаду. Полевошпат-кварцево-граувакковая ассоциация с повышенным содержанием обломков эффузивных пород характеризует аллювиальные, болотные и озерно-болотные отложения первого макроцикла. Полевошпат-кварцево-граувакковая ассоциация с преобладанием обломков осадочных и метаморфических пород установлена в озерных и прибрежно-морских осадках второго макроцикла, формирование минеральных ассоциаций происходило в условиях гумидного климата.

Ассоциация граувакковых аркоз выявлена в морских и прибрежно-морских отложениях третьего и четвертого макроциклов, накапливающихся в условиях аридного климата.

Анализ вещественного состава первой ассоциации приводит нас к выводу, что, по-видимому, основным источником сноса являлись разнообразные осадочно-эффузивные комплексы. Ими скорее всего были липариты, риолитовые порфиры, дациты и дацитовые порфиры триас-пермского возраста, широко развитые в настоящее время в пределах Дарвазского хребта. Об этом же, в частности, свидетельствует и их идентичный состав. Дополнительными источниками сноса являлись осадочно-метаморфические и интрузивные комплексы.

В процессе формирования второй ассоциации происходило резкое изменение в составе питающих площадей. Сокращается площадь эффузивных пород на водораздельных участках. К этому времени в область эрозии вовлекаются осадочные, метаморфические и частично кремнистые образования. Хорошая окатанность обломков пород, по-видимому, связана с удаленностью источников сноса, которые располагались в южной и юго-восточной частях региона. Продолжали размываться также палеозойские гранитоиды.

Формирование третьей ассоциации связано уже преимущественно с размывом гранитоидов, что доказывается аналогией вещественного состава этой ассоциации и гранитоидных комплексов, развитых в пределах северо-восточной части Дарвазского хребта.

В разрезах южного склона Алайского хребта (Нурус-Куль, Дараут-Курган и Кавак) формировались две ассоциации.

*Ассоциация кремнекластито-кварцевых песчаников и гравелитов* установлена в аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных и озерно-болотных отложениях первого и второго макроциклов, образовавшихся в условиях гумидного климата. Кварц-граувакковая ассоциация характерна для аллювиальных осадков третьего макроцикла, сформировавшегося в условиях аридного климата. Источником сноса при формировании этой ассоциации явились кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, алеврито-глинистые породы палеозойского возраста. При этом вначале размывались более или менее выветрелые породы, что подтверждается повышенным содержанием кварца, а в дальнейшем — отложения, не затронутые выветриванием, что подтверждается также активизацией тектонических движений данного региона.

Приведенный выше материал однозначно свидетельствует о независимости формирования в течение всего юрского времени осадочных комплексов северного и южного бортов Дарвазо-Алайской зоны и их значительном сближении в последующие геологические эпохи. Кроме того, он позволяет выявить общую тенденцию в развитии этого региона, выраженную в активизации тектонических движений во время накопления осадков второго и третьего макроциклов, что нашло отражение в усилении денудационной деятельности речных систем, вовлечении в область размыва новых площадей и значительном расширении полимиктовости поступающего в область аккумуляции терригенного материала.

**Центральный и Юго-Восточный Памир.** Анализ вещественного состава выявленных минеральных ассоциаций показывает, что их образование связано с различными типами материнских пород. В частности, мономинеральный состав отложений первого и второго макроциклов разреза Кокуйбель (Центральный Памир) показывает, что их формирование связано с размывом преимущественно осадочных комплексов. Это наглядно подтверждается типом обломочного кварца, представленного в подавляющей своей массе седиментационно-осадочной разновидностью, т. е. кварцем, который претерпел несколько (по крайней мере два) циклов седиментогенеза. Кроме того, для этой ассоциации характерны преимущественно окатанные обломки алеврито-глинистых пород. Среди аксессуарных минералов присутствуют наиболее устойчивые разновидности (циркон, турмалин, магнетит, сфен). Как правило, все они характеризуются хорошей окатанностью. Согласно сказанному выше, можно пред-

положить, что вероятным источником сноса был осадочно-метаморфический комплекс Северного Памира силур-девонского возраста, представленный чередованием алевролитов и аргиллитов.

В настоящее время этот комплекс имеет локальное распространение. Вверх по разрезу наблюдается смена вещественного состава отложений в сторону увеличения обломков пород в третьем макроцикле, среди которых преобладают микритовые известняки. Можно предположить, что в область денудации были вовлечены дополнительные источники сноса. Ими могли быть отложения силур-девонского метаморфического комплекса, который в отдельных районах наряду с терригенными породами содержит прослойки микрозернистых известняков. Смена вещественного состава отложений не случайна и приурочена к начальной стадии изменения тектонического развития территории в келловей-оксфордское время. На данном этапе отмечается общая перестройка в областях денудации и осадконакопления, связанная с изменением тектонических, палеогеографических и климатических условий, которые охватывают не только Центральный и Юго-Восточный Памир, но и смежные территории, включая Афгано-Таджикскую впадину, Зеравшано-Алайскую зону, Ферганскую депрессию и др. [4, 6, 10, 24].

В пределах Юго-Восточного Памира формировались три различные терригенно-минеральные ассоциации, приуроченные к отдельным его участкам. Кварц-граувакковая ассоциация установлена на востоке региона в отложениях первого макроцикла разрезов Тахтамыш и Каракуль-Ашу. Наличие различных типов кварца (окатанного, дымчатого, трещиноватого), чрезвычайно разнообразных обломков пород (кремнистых сланцев со спикулами губок, глинистых сланцев, кварцитов и др.), широкий спектр аксессуарных минералов указывают на то, что источниками сноса при формировании данной ассоциации были преимущественно осадочно-метаморфические породы. Терригенные прослои в карбонатной толще имеют линзообразную форму и по простиранию замещаются мелководными органогенными, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками. Поэтому можно предположить, что они связаны с размывом главным образом подстилающих отложений истыкской свиты, периодически выходящихся выше уровня воды во время общего обмеления морского бассейна. Об этом, в частности, свидетельствует аналогичный состав минеральных ассоциаций и пород истыкской свиты [1].

Присутствие обломков кремнистых сланцев и микрозернистых известняков, по-видимому, является результатом локального погружения среднетриасового кремнисто-карбонатного комплекса, который по составу во многом сходен с описываемой ассоциацией.

Полевошпат-кварцевая аркозальная ассоциация прослежена в отложениях первого и второго макроциклов разреза Гурумды, Салангур, Вахан, в осадках второго макроцикла разрезов Куртеке, Каракуль-Ашу. Эта ассоциация охватывает практически всю территорию Юго-Восточного Памира. Данные о ее вещественном составе свидетельствуют об интенсивном размыве гранитоидных комплексов. Последние были широко развиты в пределах Юго-Западного Памира. Поэтому естественно предположить их в качестве источников обломочного материала при формировании этой ассоциации.

Ассоциация мезомиктовых песчаников установлена в отложениях первого макроцикла разреза Куртеке. Она является как бы промежуточной между ассоциацией, распространенной в разрезах Гурумды, Салангур, Вахан и ассоциацией, распространенной в отложениях первого макроцикла разрезов Тахтамыш и Каракуль-Ашу. Это подтверждается также идентичными морфологическими и генетическими особенностями породообразующих компонентов во всех трех минеральных ассоциациях. Из приведенных выше данных можно предположить, что поступление терригенного материала в районе Куртеке происходило как с запада (со стороны Гурумдинской зоны), так и с востока (со стороны Тахтамыша и Каракуль-Ашу).

Изучение вещественного состава отложений первого макроцикла позволило определить не только области денудации и направления сноса обломочного материала, но и ответить на некоторые стратиграфические вопросы. В частности, по существующим стратиграфическим схемам [2, 3, 11] район Куртеке вовлекается в осадконакопление в раннеюрское время, где формировались аргиллиты, алевриты и высокозольные угли с прослоями глинистых известняков, а в районе Каракуль-Ашу и Тахтамыш осадконакопление начинается только в байосское время, т. е. в течение ранней и начале средней юры этот район представлял собой область устойчивого поднятия. Однако этому противоречат данные полученного фактического материала. Непосредственно в базальной пачке разреза Каракуль-Ашу в карбонатных отложениях определены фораминиферы, возраст которых соответствует раннесреднеюрскому времени. Кроме того, сходство выявленных терригенно-минеральных ассоциаций для первого макроцикла в вышеупомянутых районах указывает на их синхронное образование. Таким образом, район Каракуль-Ашу, так же как и Куртеке, представлял собой в раннеюрское время область аккумуляции, где накапливались разнообразные карбонатно-терригенные, терригенные и углистые отложения.

Очевидно, что наибольшее количество терригенного материала накапливалось в результате интенсивного размыва интрузивных комплексов древних поднятий Юго-Западного Памира. В то же время роль этого источника обломочного вещества в отложениях первого макроцикла разрезов Куртеке и Каракуль-Ашу резко сокращается. В это время, по-видимому, добавочными источниками сноса являлись алеврито-глинистые отложения истыкской свиты, периодически выведившиеся на дневную поверхность в виде островов.

Сравнение вещественного состава перечисленных терригенно-минеральных ассоциаций в отложениях Центрального и Юго-Восточного Памира показывает эволюцию питающих провинций и своеобразие обстановок осадконакопления. При этом огромное количество терригенного материала, поступавшего с древних поднятий Северного Памира и Дарваза, не достигало бассейна Юго-Восточного Памира и оседало в районе Кокуйбель-Бартанг-Рушан. По-видимому, осаждение этого обломочного вещества происходило в крупном прогибе, располагавшемся между Центральным и Юго-Восточным Памиром, который контролировался глубинным Рушанско-Пшартским разломом древнего заложения. Это подтверждается также отсутствием переходных фаций между карбонатно-терригенными осадками прибрежного мелководья Кокуйбель-Бартанг-Рушанской зоны и карбонатными отложениями относительно удаленных от побережья участков Юго-Восточного Памира. Формирование осадков в данном районе в какой-то степени напоминает фациальные условия, существующие в районе Багамских островов. В настоящее время здесь на огромных участках шельфовой зоны в условиях мелководья (глубины не превышают 15 м) происходит формирование карбонатных осадков значительной мощности, представленных разнообразными органогенными, органогенно-обломочными, оолитовыми образованиями, а также тонкими арагонитовыми илами. В то же время с Американского континента поступает огромное количество терригенного вещества. Не достигая Багамских островов, оно оседает в глубоководной впадине, расположенной между континентом и островами. Наличие многочисленных отмелей и подводных поднятий, благоприятная физико-химическая среда осадконакопления в морском бассейне, теплый тропический и субтропический климат способствовали интенсивному биохемогенному осаждению карбоната кальция. Если бы все терригенное вещество достигало бы Багамских островов, то вряд ли можно было бы ожидать там такого интенсивного карбонатонакопления.

На соотношение и развитие этих участков Памирского сегмента существует и другая точка зрения [19], согласно которой на протяжении триаса и большей части юры на месте Рушанско-Пшартской зоны, только в значительно больших размерах, располагался глубоководный мор-

ской бассейн с океаническим типом земной коры. С юга и севера он был ограничен склонами, претерпевшими самостоятельное, резко отличное друг от друга развитие. На южном склоне после раскола плиты вулканизм не проявлялся, и в обстановке мелководного шельфа накапливались преимущественно карбонатные осадки. На северном склоне отмечается проявление длительного вулканизма с излиянием лав, сходных по своему составу основным эффузивам рифта Красного моря. На существование бассейна океанического типа в мезозое указывает присутствие пород офиолитовой ассоциации соответствующего возраста на территории Центрального Афганистана [12].

Обстановка равномерного растяжения, существовавшая в течение всего юрского времени, на рубеже с мелом, сменилась нарастающим сжатием, обусловившим проявление тектонического скупивания и замыкание океанического бассейна. Таким образом, по мнению этих исследователей, рифтогенная окраина Рушанско-Пшартской зоны принадлежала по своему развитию к структурам средиземноморского типа и была расположена на северном крае Мезотетиса. Проявление последующих тектонических процессов значительно усложнило ее строение. Так, в современной структуре Пшартского участка отмечается не менее четырех пластин, надвинутых друг на друга, и за счет этого значительное сокращение его первоначальной ширины [19].

Проведенное нами литолого-фациальное, минералого-петрографическое и палеогеографическое исследование юрских отложений Памиро-Дарвазского региона позволило выявить основные источники поступления терригенного вещества и проследить их эволюцию на основе смены вещественного состава отложений, формирующихся в различных ландшафтно-климатических условиях. Смена выделенных терригенно-минеральных ассоциаций является отражением разного масштаба тектонических процессов. Эти процессы во времени совпадают с раннеюрско-ааленским, байос-батским, келловей-оксфордским и кимеридж-титонским этапами, к которым приурочена смена флористических, спорово-пыльцевых комплексов и обстановок осадконакопления. Причем вертикальные ряды изменений отражают, как правило, эволюционирующий характер основных бассейнов седиментогенеза. В то же время наблюдаемые на разных этапах резкие латеральные смены фациального облика отложений и их вещественного состава позволяют нам фактически подтвердить концепцию горизонтальных перемещений земной коры в этом регионе.

Таким образом, комплексное литологическое исследование юрских отложений в Памиро-Дарвазском районе дает возможность более обоснованно реконструировать эволюцию основных осадочных бассейнов.

#### Литература

1. Алиев С. Н. Литология и условия формирования триасовых отложений Юго-Восточного Памира: Автореф. канд. дис. Душанбе: ГИН ТаджССР, 1977. 22 с.
2. Андреева Т. Ф., Дронов В. И. Памирская геосинклинальная область.— В кн.: Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Недра, 1972, с. 224—236.
3. Андреева Т. Ф. Двустворчатые моллюски юрских отложений Юго-Восточного Памира. Ч. 1. Душанбе: Дониш, 1977. 186 с.
4. Бархатов Б. П. Тектоника Памира и его положение в орогеническом поясе северного обрамления Индостанского сектора Гондваны.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 215—228.
5. Бебешев И. И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 293. 136 с.
6. Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое.— Тр. ГИН АН СССР, 1981, вып. 347. 212 с.
7. Белоусов В. В., Вольвовский В. С., Вольвовский И. С. и др. Глубинное строение Центральной Азии по геотраверсу Тянь-Шань — Памир — Гималаи.— В кн.: Тектоника Азии (Докл. 27-го МГК, т. 5), 1984, с. 24—32.
8. Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза.— В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961, с. 82—109.
9. Геология СССР, т. XXIV, ч. 2, 1959. 732 с.
10. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 462 с.

11. Дронов В. И. Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира.— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 14—23.
12. Демин А. Н., Довгаль Ю. М., Мирзод С. Х. и др. О возрасте офиолитовых формаций юго-восточной части Центрального Афганистана.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 1, с. 70—81.
13. Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, ч. 1—1959. 332 с.; ч. 2—1960. 347 с.
14. Кафарский А. Х., Пыжьянов И. В. К вопросу о расчленении отложений мынтекинской свиты Северного Памира.— Матер. по геологии Памира. Вып. 1. Душанбе: До-ниш, 1963, с. 53—64.
15. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 267. 208 с.
16. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63. 204 с.
17. Коссовская А. Г. Граувакки печорской угленосной формации.— Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 298, с. 105—153.
18. Лучников В. С., Таджидинов Х. С. Вулканогенные образования пермо-триасового комплекса Юго-Западного Дарваза.— Тр. ВНИГНИ, 1974, вып. 159, с. 217—221.
19. Пашков Б. Р., Швольман В. А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире.— Геотектоника, 1976, № 6, с. 52—63.
20. Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 156—173.
21. Полянский Б. В., Позорелая Д. Д. Литологическая характеристика триас-юрских отложений Дарваза.— Тр. ВНИГНИ, 1971, вып. 116, сб. 3, с. 111—126.
22. Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры.— Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 192. 201 с.
23. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 197. 458 с.
24. Троицкий В. И. Мезозойская тектоника Средней Азии.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. М.: Наука, 1974, с. 18—40.
25. Шутов В. Д. Классификация терригенных пород и граувакк.— Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 238, с. 9—24.
26. Янишин А. Л., Хаин В. Е., Гатинский Ю. Г. Основные проблемы тектоники Азии.— В кн.: Тектоника Азии (Докл. 27-го МГК, т. 5), 1984, с. 3—10.
27. Vazhenov M. L., Burtman V. S. Formation of Pamir-Punjab syntaxis: implication from paleomagnetic investigation of Lower Cretaceous and Paleogene rocks of the Pamirs.— Contemporary Geoscientific Researches in Himalaya. V. 1. Dehra Dun, India, 1981, p. 71—81.
28. Hynes A. J. Igneous activity at the birth of an ocean basin in Eastern Greece.— Canad. J. Earth Sci., 1974, v. 11, № 6, p. 70—85.

Геологический институт АН СССР,  
\*Москва

Поступила в редакцию  
20.XI.1985

УДК 553.495

**ПРОБЛЕМА ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО УРАНОВОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ ТРЕЩИНОВАТОСТИ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД**

**ЩЕТОЧКИН В. Н., ТКАЧЕНКО И. И., ШМАРИОВИЧ Е. М.**

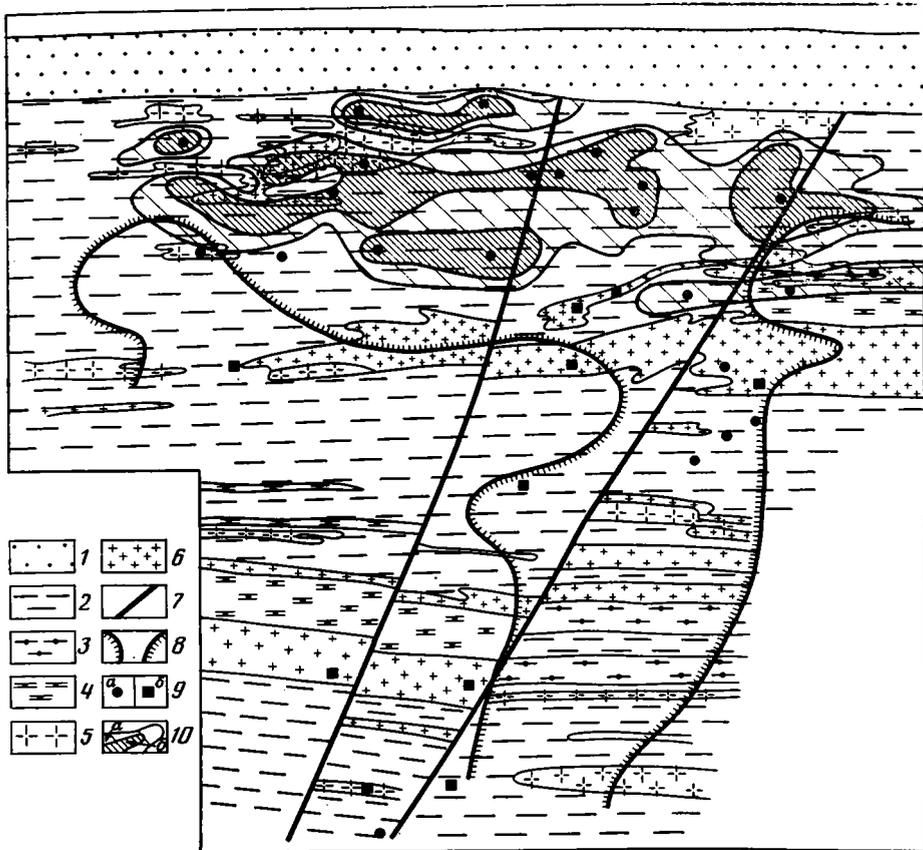
Рассматриваются условия и механизм формирования коффинит-черниевых оруденения в трещиноватых породах фундамента, обосновываются его экзогенно-инфильтрационная природа, пространственная и генетическая связь с разрушающимися первичными концентрациями урана и зоной вторичного сульфидного обогащения гипергенной зональности. Установлен основной минеральный восстановитель урана при экзогенном рудообразовании в кристаллических породах, лишенных микробиологически активного органического вещества. Намечены основные направления дальнейших исследований по проблеме трещинно-инфильтрационного рудообразования.

В последние годы в кристаллических породах фундамента древних платформ выявляются рудные объекты, характеризующиеся развитием полигенного уранового оруденения с широким распространением вторичной коффинит-черниевой минерализации. На одном из таких участков эндогенные концентрации урана представлены высокотемпературным уранинитовым оруденением в аплит-пегматоидных гранитах и гидротермальным сульфидно-настуран-коффинитовым в гранитогнейсах в связи с низкотемпературными щелочно-калиевыми метасоматитами гумбеитовой формации. В общем балансе руд существенная роль принадлежит вторичным коффинит-черниевым накоплениям, сформированным экзогенными процессами за счет выщелачивания урана из различных эндогенных проявлений и переотложения его в зонах открытой трещиноватости. Учитывая высокую степень тектонической раздробленности пород, это экзогенное оруденение может быть перспективно для извлечения урана способом подземного выщелачивания.

Наиболее хорошо изученная залежь коффинит-черниевых руд приурочена к крутопадающей зоне разлома северо-восточного простирания. Разломная зона ориентирована вкрест залегания нижнепротерозойской гнейсовой толщи, полого (25—30°) погружающейся на юго-запад, и выражена интенсивной объемной трещиноватостью пород, катаклазитами и брекчиями. Вмещающие комплексы представлены биотитовыми, графит-биотитовыми, в меньшей мере амфиболсодержащими гнейсами с маломощными, преимущественно субсогласными телами ультраметаморфических и более поздних инъекционных гранитов. Коффинит-черниевая минерализация распределена по трещинам и локализуется в пределах всего объема мощной разломной структуры, образуя кулисообразную систему линзовидных субгоризонтально залегающих рудных тел (фиг. 1).

*Приповерхностная зона гипергенеза*, хорошо выраженная на участке залежи, имеет сложное строение и представлена пространственно совмещенными зональностями двух типов — кислотно-щелочной и окислительно-восстановительной (фиг. 2). Первая проявлена развитием площадной и линейных кор выветривания каолинитового профиля с зонами сплошной каолинизации, гидрослюдизации<sup>1</sup> и каолинит-гидрослюдистого изменения по трещинам; вторая — зонами остаточных гидроокислов железа (окисления) и цементации, в которой выделяются подзоны сидерити-

<sup>1</sup> Здесь и далее имеется в виду лишь хорошо известный ряд гипергенных превращений триоктаэдрических слюд [11]. Светлые диоктаэдрические калиевые гидрослюды, происхождение которых может быть дискуссионным [1, 3], в гипергенной зональности не рассматриваются.

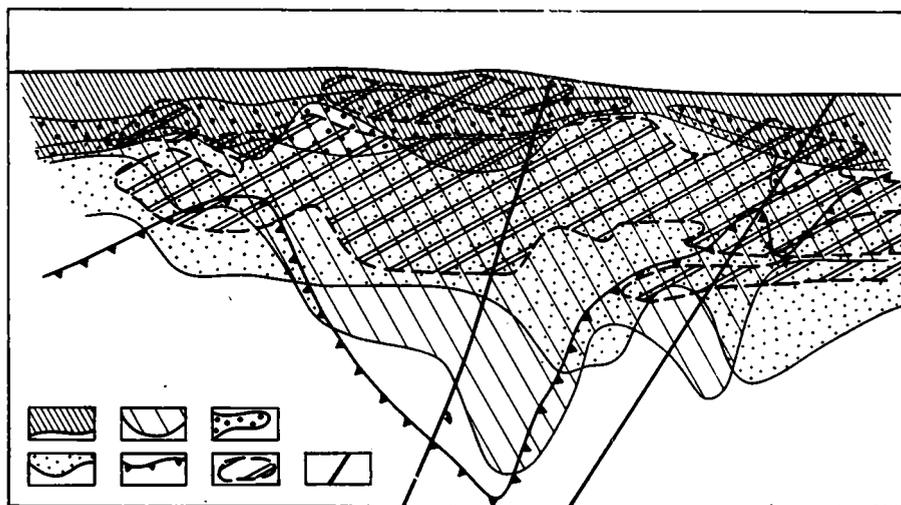


Фиг. 1. Геологический разрез вкрест простирания залежи  
 1 — отложения кайнозойского осадочного чехла; 2 — биотитовые, графит-биотитовые гнейсы; 3 — амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 4 — диопсид-кварц-карбонатные породы; 5 — пегматоидные граниты; 6 — биотитовые граниты; 7 — разрывные нарушения; 8 — область интенсивно-трещиноватых пород; 9 — проявления эндогенных концентраций урана (а — гидротермальной сульфидно-коффинит-настурановой ассоциации, б — высокотемпературной молибденит-уранинитовой ассоциации); 10 — трещинно-инфильтрационное коффинит-черниевое оруденение с бедными (а) и более богатыми (б) концентрациями урана

зации, переотложенных гидроокислов железа и сульфидизации. За счет неравномерной трещинной проницаемости пород в целом в них наблюдается телескопирование некоторых минеральных новообразований (остаточных гидроокислов железа и сидерита, дисульфидов и переотложенных гидроокислов железа), характеризующих разные окислительно-восстановительные обстановки (см. фиг. 2).

Зона каолинизации развита по гнейсам и гранитам непосредственно под чехлом песчано-глинистых отложений палеогена. Преобладающим минералом является каолинит в виде сплошных тонкочешуйчатых и порошковатых агрегатов, в массе которых отмечаются реликтовые зерна кварца, гидратированного биотита, реже микроклина. Сплошная каолинизация на глубину постепенно сменяется зоной преимущественно гидрослюдистых изменений. Породы здесь сохраняют свои первичные структурно-петрографические и текстурные признаки, характеризуюсь интенсивной гидрослюдизацией биотита, частичной каолинизацией зерен плагиоклаза, а также новообразованиями гидрохлорита и монтмориллонита. Изменения каолинит-гидрослюдистого типа сопровождаются растворением кальция гидротермальных прожилков, широко распространенных во вмещающих породах. В основании зоны гидрослюд практически всегда отмечается маломощный интервал незначительного обогащения пород ураном, фиксируемый по  $\gamma$ -каротажу скважин. Третья зона —

каолинит-гидрослюдистых изменений по трещинам прослеживается на значительные глубины. На этом уровне кальцитовые прожилки и основная масса гранитогнейсов не затронуты кислотно-щелочными процессами, а каолинит-гидрослюдистые агрегаты с незначительной примесью монтмориллонита (данные рентгеноструктурного анализа) в виде порошковатых налетов и плотных пленок развиваются по системе гидротермальных халоритовых прожилков, захватывая первые миллиметры приконтактных участков породы.



Фиг. 2. Строение гипергенной зональности в разрезе залежи  
 1—4 — зоны (1 — сплошной каолинизации и гидрослюдизации, 2 — каолинит-гидрослюдистых изменений по трещинам; 3 — новообразований сидерита и остаточных гидроокислов железа; 4 — перетолженных гидроокислов железа и порово-трещинной пиритизации); 5 — нижняя граница пород, резко обедненных моносulfидной серой; 6 — коффинит-чернивое оруденение; 7 — разрывные нарушения

Окислительно-восстановительная зональность выразилась на фоне рассмотренных изменений сменой типоморфных минералов с разной валентностью железа. Непосредственно под угленосными отложениями палеогена породы фундамента осветлены и представлены безжелезистой каолиновой массой мощностью до первых метров. Зона окисления или остаточных гётит-гидрогётитов проявлена под этой каймой осветления, совмещающаяся с интервалами сплошной каолинизации и гидрослюдизации. Иногда по проницаемым участкам вдоль тектонических нарушений она образует языкообразные затеки на глубину. Типоморфным признаком является развитие желто-бурых гидроокислов железа, образующих псевдоморфозы по сульфидам и другим железосодержащим минералам.

Ниже расположена зона цементации, которая наиболее широко распространена в разрезе залежи, прослеживаясь от приповерхностных уровней кристаллического фундамента на глубину до выклинивания трещинных каолинит-гидрослюдистых изменений. В ее пределах выделяется верхняя подзона с новообразованным сидеритом, обладающая линзовидной морфологией и сравнительно небольшой мощностью. В значительной мере она пространственно совмещена с областью развития (по другим структурно-текстурным элементам породы) остаточной гётит-гидрогётитовой минерализации. Сидерит обычно в виде тонкозернистого агрегата выполняет мелкие трещины и пустоты породы, а также образует рассеянные сферолитовые зерна в каолинит-гидрослюдистой массе.

Основная нижняя часть зоны цементации, телескопированная с каолинит-гидрослюдистыми изменениями по трещинам, проявлена развитием дисульфидов железа, главным образом пирита, и перетолженных гётит-гидрогётитов. Новообразованный пирит тонкокристаллический, иногда глобулярный, распределен неравномерно и слагает просечки,

мелкие гнезда и скопления порово-трещинного типа. Бурые гидроокислы железа образуют тонкие пленки и дисперсные выделения преимущественно по пелитизированным полевым шпатам, микротрещинкам и порам, нередко в ассоциации с неизменным пиритом. Данные соотношения свидетельствуют о неоднократной смене восстановительных условий окислительными, либо более щелочными слабовосстановительными и о неравномерности проявления этих геохимических обстановок в связи с разной трещинной проницаемостью фундамента.

Породы всех рассмотренных зон гипергенеза практически не содержат пирротина, который в качестве метаморфогенной вкрапленности присутствует в неизменных нетрещиноватых гнейсах рудовмещающей толщи<sup>2</sup>. Верхняя граница распространения этого минерала, намечающая расположенную выше мощную область приповерхностного обеднения гнейсов моносulfидной серой, конгруэнтна границам гипергенной зональности. Указанная область обеднения полностью включает зону цементации, подчеркивая единым признаком суммарный профиль гипергенных преобразований. Последний в свою очередь вписан в контур интенсивной объемной трещиноватости, обусловленной сочетанием пологих и крутопадающих разрывных структур (см. фиг. 1, 2).

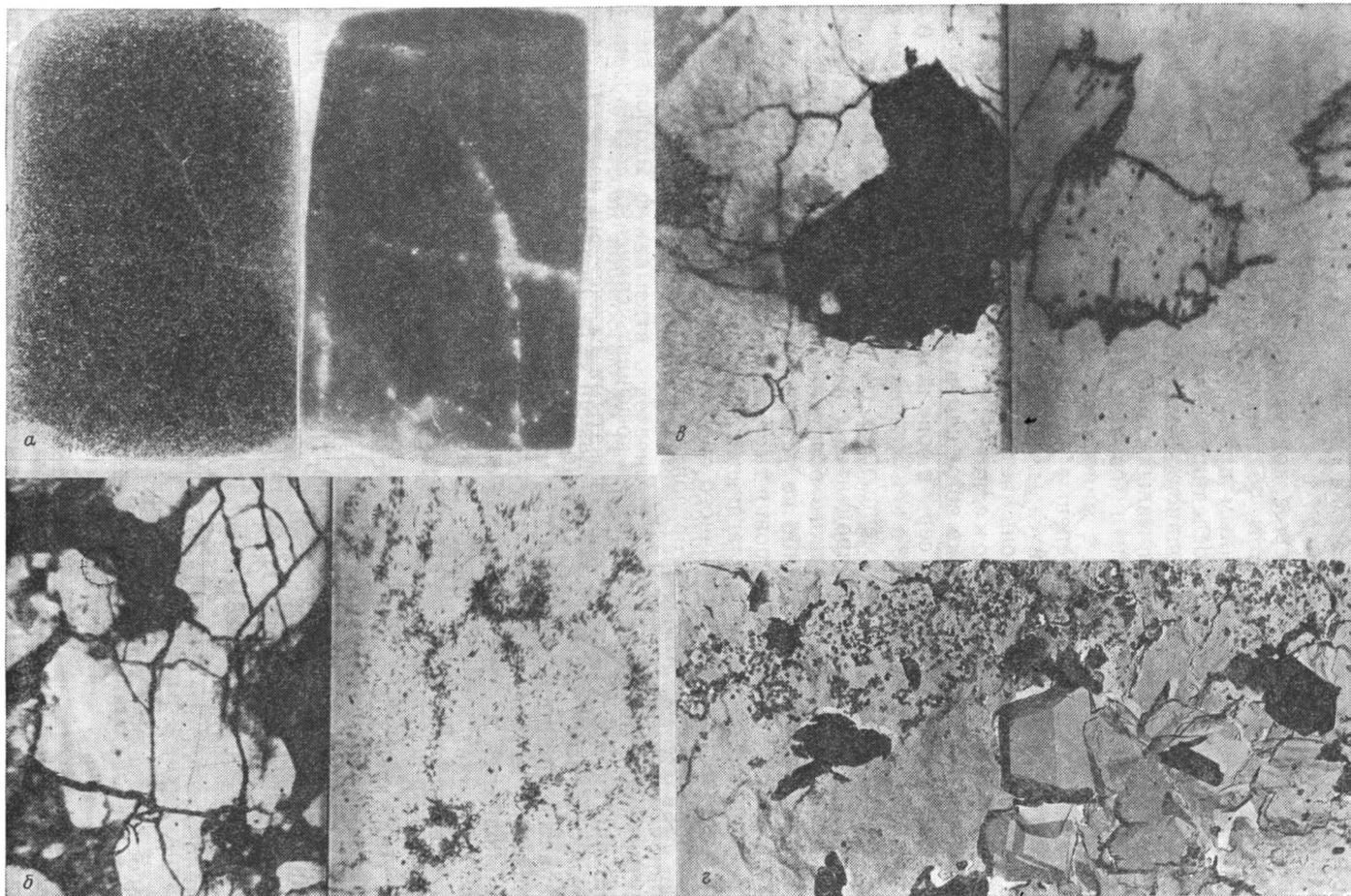
Данными химических анализов устанавливается, что породы зоны цементации в соответствии с минералогическими особенностями характеризуются повышенной степенью окисленности по железу и резким дефицитом моносulfидной серы на фоне привноса и обогащения дисulfидной серой. Так, отношение трехвалентного железа к двухвалентному здесь в среднем близко к единице, в то время как в неизмененных гипергенезом разностях ниже зоны цементации оно составляет 0,2—0,4. Содержания дисulfидной серы в зоне цементации имеют порядок 0,4—0,6% при фоне 0,1% и менее в неизмененных гранитогнейсах. Количество моносulfидной серы во вмещающих гнейсах варьирует от тысячных долей процента до целых процентов с резким уменьшением в выделенной области приповерхностного обеднения пирротинном, где концентрации данного компонента либо не устанавливаются химическими анализами, либо не превышают уровня тысячных долей процента.

*Урановое оруденение*, слагающее залежь, локализовано в пределах зоны цементации или вторичного sulfидного обогащения, образуя кулисообразную систему субгоризонтально залегающих рудных тел линзовидной формы (см. фиг. 1, 2).

Урановая минерализация имеет коффинит-черниевый состав и макроскопически представлена порошковатыми сажистыми налетами, пленками, плотными корочками. Однако в большинстве случаев она устанавливается лишь при изучении под микроскопом с помощью микрорадиографий и метода осколковой радиографии. В шлифах урановые черни наблюдаются в виде непрозрачной тонкозернистой неполируемой массы. Коффинит образует тонкодисперсные или тонкозернистые скопления, просвечивающие в темно-коричневых тонах, с отражательной способностью порядка 9%.

При электронно-микроскопическом (В. Т. Дубинчук) и фазовом рентгеноструктурном (Г. А. Сидоренко) исследованиях в рудном веществе идентифицируются также два урановых минерала — окислы и коффинит, находящиеся совместно с пиритом, минералами хлоритовой и глинисто-гидрослюдистой групп (фиг. 3, 2). Окислы урана под электронным микроскопом наблюдаются в виде глобулярных образований с параметрами решетки  $a_0 = 5,39 \text{ \AA}$  и тонкодисперсного слабо раскристаллизованного губчатого вещества, дающего нечетко выраженную дифракционную картину с  $a_0 = 5,35 \text{ \AA}$ . Коффинит, локализующийся совместно или в непосредственной близости от окислов урана, представлен колломорф-

<sup>2</sup> Полевое картирование пирротинсодержащих разностей проводилось на основе качественной реакции выделения сероводорода при прокапывании керна 20%-ной соляной кислотой. Результаты картирования подтверждены необходимым объемом химико-аналитических определений моносulfидной серы, выполненных Л. И. Полупановой.



Фиг. 3. Распределение коффинит-черниевой минерализации в гнейсах *а* — урановая минерализация порово-трещинного типа; рудный гнейс, аншлиф, натур. вел. (слева); радиография, эксп. 10 сут (справа); *б* — локализация урана по микротрещинкам в породообразующих минералах и межзерновых пространствах; шлиф, без анализатора (слева); осколковая радиография (справа); увел. 208; *в* — концентрация урана по периферии пластинчатых зерен биотита (черное); шлиф, без анализатора (слева); осколковая радиография (справа); увел. 56; *г* — веретенообразные кристаллы коффинита (черное) в ассоциации с оксидами урана (серое) и кристаллическим пиритом; электронная микроскопия; увел. 10 000

ными выделениями и мелкими (доли микрометра) веретенообразными кристалликами, для которых получена четкая кольцевая микродифракционная картина ( $a_0 = 6,96$ ;  $c_0 = 6,32$  А).

Характер распределения рудной минерализации преимущественно порово-трещинный (см. фиг. 3, а). Обычно коффинит-черниевые агрегаты концентрируются в гнейсах, реже гранитах на плоскостях «сухих» трещин, а также выполненных хлоритом или хлоритом совместно с кальцитом, гематитом, пиритом. Хлорит нередко находится в смеси с продуктами гипергенного изменения — каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдами. Рудное вещество, по данным микрорадиографий и  $f$ -радиографий, часто устанавливается в межзерновых участках породы и по микротрещинкам в породообразующих минералах (см. фиг. 3, б). Помимо преобладающего отложения в свободных полостях уран накапливается в минералах-концентраторах, к которым прежде всего относятся биотит, хлорит, лейкоксен, гидроокислы железа. В них он локализуется главным образом по периферии зерен, спайности, реже по всей массе минерала (см. фиг. 3, в).

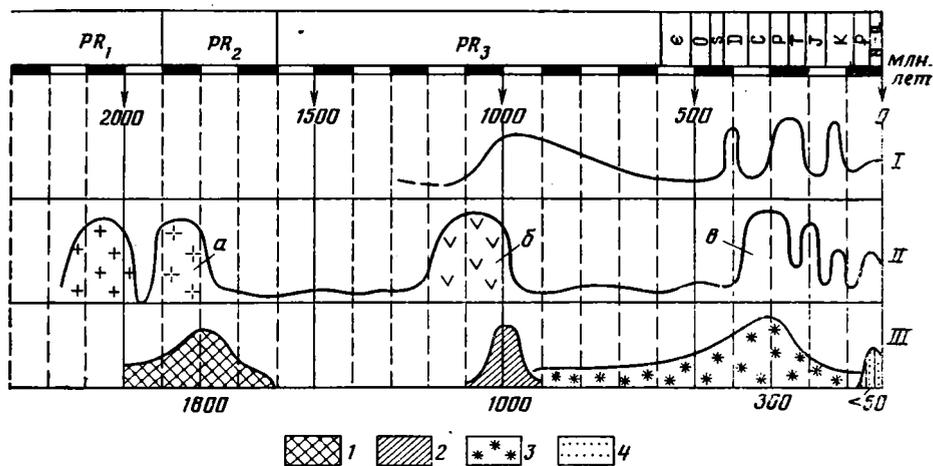
Первичные эндогенные проявления урана в пределах залежи отмечаются в виде реликтов с отчетливыми признаками их разрушения и преобразования агентами гипергенеза. При этом обычно фиксируется вынос урана с формированием как переотложенной (регенерированной), так и остаточной коффинит-черниевой минерализации. По данным электронной микроскопии, разрушение первичных уранинита и настурана выражено морфологически и микродифракционно. Поверхность этих минералов сглажена, иногда покрыта легко экстрагируемой на реплику пленкой аморфных гидроокислов уранила, микродифракционная картина приобретает диффузный характер. Однако основная масса гипергенных концентраций сложена регенерированными коффинит-черниевыми накоплениями, о чем свидетельствует их моноэлементная собственно урановая геохимическая специализация в отличие от халькофильно-урановой (U, Mo, Cu, Zn, Pb, Ag и др.), типичной для гидротермальной минерализации и продуктов ее «чернирования».

По изотопно-свинцовым отношениям на основе многочисленных изотопно-спектральных определений (данные Т. Д. Орловой) «возраст» образования урановых черней варьирует в пределах сотен миллионов лет с преобладанием значений 200—400 млн лет, что, по-видимому, отвечает основному (герцинско-киммерийскому) периоду рудообразования<sup>3</sup>.

Пострудная минерализация в кристаллических породах месторождения проявилась развитием гидротермальных кальцитовых прожилков мощностью до первых миллиметров, которые образуют уходящие на значительные глубины штокверковые зоны. В пределах залежи кальцит частично залечил трещины с коффинит-черниевой минерализацией, несколько ухудшив технологические свойства руд применительно к способу подземного выщелачивания. Продолжительность пострудной гидротермальной деятельности, по-видимому, была незначительной, поскольку в верхней части профиля выветривания, включая зону дезинтеграции, этот прожилковый кальцит растворен в связи с развитием поздних гипергенных процессов. Последние обусловили формирование наиболее молодых коффинит-черниевых концентраций, в том числе порово-инfiltrационного типа в палеорулах, выполненных угленосными осадками палеогена.

*Условия образования и генезис коффинит-черниевых оруденения в трещиноватых породах фундамента предопределены совокупностью геолого-тектонических, металлогенических и палеоклиматических особенно-*

<sup>3</sup> Допускается, что позднее перераспределение урана для основной части залежи существенного значения не имело, так как черниевые руды в фундаменте перекрыты палеогеновыми отложениями, и коэффициент радиоактивного равновесия руд в среднем близок единице. Правомерность ориентировочной датировки полихронных рудных концентраций месторождения по изотопно-спектральным данным подтверждается их хорошей сопоставимостью с отдельными масс-спектрометрическими определениями и корреляцией с наблюдаемыми геологическими взаимоотношениями.



Фиг. 4. Схема сопоставления эпох рудообразования с тектоническими и палеоклиматическими особенностями развития района

Кривые: I — аридизации климата; II — тектономагматической (а, б) и тектонической (в) активности; III — частоты встречаемости радиологического возраста оруденения: 1—2 — эндогенного (1 — высокотемпературного уранинитового в гранитах, 2 — гидротермально-сульфидно-коффинит-настуранового в гранитогнейсах); 3—4 — экзогенного (3 — коффинит-черниевый в трещиноватых гранитогнейсах, 4 — коффинит-черниевый в углистых песчано-глинистых отложениях чехла и верхней части коры выветривания)

стей района месторождения. Результаты детального изучения объекта свидетельствуют о том, что здесь интенсивно и неоднократно проявлялись процессы тектономагматической и тектонической активизации, сопровождавшиеся многоэтапным эндогенным и экзогенным урановым рудообразованием. Совмещение на сравнительно локальном участке полихронных и полигенных концентраций урана объясняется наличием долгоживущего глубинного источника металла, многоэтапностью развития разрывных структур — каналов миграции эндогенных ураноносных растворов и генетической связью экзогенных коффинит-черниевых накоплений с разрушающимися в зоне гипергенеза эндогенными рудами. Сопоставление рудоформирующих эпох с особенностями тектонического развития района и изменением палеоклиматических условий иллюстрируется обобщенной схемой (фиг. 4). Палеореконструкции в пределах фанерозоя основаны на анализе литолого-фациальных обстановок и мощностей платформенных образований непосредственного обрамления щита.

Наиболее ранняя (1,9—1,7 млрд лет) тектономагматическая активизация проявилась на рубеже раннего и среднего протерозоя после завершения процессов регионального ультраметаморфизма. Она выразилась внедрением малых трещинных интрузий аплит-пегматоидных гранитов с сопутствующим высокотемпературным кварц-микроклиновым метасоматозом и формированием залежей вкрапленного уранинитового оруденения. Следующий, гидротермально-метасоматический, этап сопоставляется с наложенной на платформу позднепротерозойской тектономагматической активизацией (1,2—0,8 млрд лет), которой отвечают известные в районе дайки диабазов, кварцевых порфиров и сиенит-порфиров, а также низкотемпературные щелочно-кальциевые метасоматиты с прожилково-вкрапленным сульфидно-коффинит-настурановым оруденением.

Практически вся фанерозойская история района соответствует длительному этапу выветривания и грунтового окисления в платформенных условиях с образованием различных экзогенных концентраций урана. По интенсивности тектонических движений и особенностям геологической обстановки здесь можно выделить три основных периода — ранний додевонский, девонско-киммерийский и кайнозойский.

Додевонский период (800—400 млн лет) характеризуется спокойным тектоническим режимом в условиях гумидного климата, что определило региональное развитие площадной коры выветривания каолинового типа со слабо выраженной зоной приповерхностного окисления. Большая часть профиля глинистой коры, особенно по гнейсам, содержащим пирротин, дисульфиды железа и углеродистое вещество, должна была находиться в восстановительной (по железу) обстановке, которая ограничивала распространение процессов гипергенного перераспределения урана на глубину. Такие типы кор широко распространены в гумидно-климатических провинциях [2, 4, 5, 9, 10, 15 и др.]. При этом на урановых месторождениях устанавливается высокая степень сохранности первичного оруденения в нижних и средних горизонтах гидрослюдисто-каолиновой коры выветривания. Здесь руды, оставаясь практически на месте первичного залегания, приобретают черниевый состав и дополнительно обогащаются ураном, выщелоченным из маломощной верхней, окисленной зоны коры [2]. Аналогичная обстановка с вялыми процессами перераспределения урана, по-видимому, господствовала в додевонское время и на рассматриваемом месторождении.

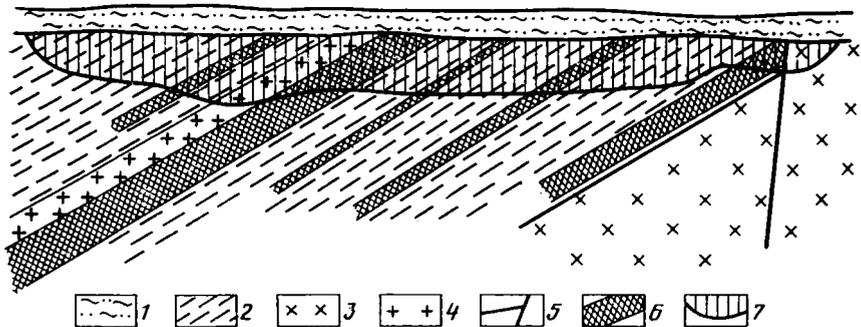
Девонско-киммерийский период (400—60 млн лет) имеет отчетливые признаки активизационного развития на фоне периодической аридизации климата (см. фиг. 4).

Основные эпохи повышенной тектонической активности в данном периоде—герцинская ( $D_3 - P_2$ , 370—240 млн лет), раннекиммерийская ( $T_2 - J_1$ , 210—170 млн лет) и слабо выраженная позднекиммерийская ( $K_1$ , 140—100 млн лет). Наиболее интенсивная и длительная из них—герцинская активизация. Именно этой эпохе на месторождении в большинстве случаев соответствует радиологический возраст черниевых руд, среднее (модальное) значение которого составляет около 300 млн лет. Такие соотношения свидетельствуют о связи интенсивного гипергенного рудообразования с фазами усиления тектонических движений.

На характер гипергенных преобразований пород существенное влияние оказывали также изменения палеоклиматических условий, выразившиеся чередованием гумидных и аридных эпох. Эпохи аридизации, которые устанавливаются по появлению красноцветных формаций в разрезе платформенного обрамления щита, имели место в раннедевонское (410—380 млн лет), пермо-триасовое (285—195 млн лет) и раннемеловое (неоком, 140—115 млн лет) время. Они обуславливали неоднократно смену гумидного корообразования с кислотно-щелочной зональностью каолинового профиля процессами гипергенного окисления пород и рудных залежей, сопровождавшимися выщелачиванием урана и его переотложением в соответствии с дифференцированной зональностью окислительно-восстановительного типа.

Глубина и масштабы гипергенной проработки пород определялись локальными геолого-структурными условиями участков. Рудное поле в период экзогенного рудообразования представляло собой сложно построенный тектонический узел с интенсивной трещиноватостью пород, который выражался в рельефе своеобразной структурой проседания. Последняя отчетливо маркируется повышенными мощностями коры выветривания и рыхлых отложений, общим понижением гипсометрии кровли, обнажавшегося на поверхности фундамента, признаками активной гидродинамической обстановки (развитие карста в карбонатных горизонтах кайнозойского осадочного чехла и др.). Главной особенностью гипергенных процессов здесь является формирование мощных ураноносных зон цементации с их специфическими окислительно-восстановительными условиями.

Источником урана в данном случае служили разрушающиеся тела высокотемпературных уранинитовых и гидротермальных сульфидно-кофферинит-настурановых руд месторождения. В частности, рассматриваемая залежь возникла в основном за счет перераспределения гидротермальных концентраций, локализованных по системе пологих зон и их ореолов. Это устанавливается в поперечных (см. фиг. 1) и продольных (фиг. 5)



Фиг. 5. Соотношение вторичного коффинит-чернивего и первичного гидротермального оруденения в продольном разрезе залежи

1 — песчано-глинистые отложения осадочного чехла; 2 — биотитовые, графит-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов; 3 — биотитовые граниты; 4 — пегматоидные граниты; 5 — разломы; 6 — зоны развития низкотемпературных щелочно-кальевых метасоматитов с гидротермальным сульфидно-коффинит-настурановым оруденением; 7 — залежь трещинно-инфильтрационных коффинит-черниевых руд

разрезах залежи, где видно, что инфильтрационные накопления урана расположены только в верхней части фундамента, образуя коффинит-черниевую «шляпу» в пределах области распространения первичных рудных концентраций. Вторичное коффинит-черниевое оруденение развивается как непосредственно на фоне эндогенных рудных образований, так и на некотором расстоянии от них. Величина этого отрыва обусловлена структурной позицией и глубиной эрозионного среза.

Возможность накопления регенерированных и остаточных черней в зонах цементации гидротермальных месторождений впервые была обоснована В. Г. Мелковым [8]. В последующие годы зоны цементации чернивего или смолково-чернивего состава выделялись на ряде месторождений [13, 14]. Известны также инфильтрационные урановые концентрации трещинного типа в магматических породах областей питания [12]. Однако, за исключением сравнительно немногочисленных случаев, вторичные черниевые концентрации отсутствуют на подавляющем большинстве отечественных и зарубежных гидротермальных объектов, несмотря на наличие развитых зон окисления руд.

Причина этого, по-видимому, заключается в том, что вмещающие кристаллические породы обычно не содержат энергичных в экзогенных условиях восстановителей урана. Для рыхлых песчано-глинистых отложений или смолково-чернивего состава широко проявлено инфильтрационное черниевое оруденение, такую роль играет микробиологически активное углистое, реже битумное органическое вещество осадков, продуцирующее водород и сероводород. В случае же кристаллических пород их углеродистые компоненты сильно метаморфизованы (часто до графита) и практически инертны как в химическом, так и микробиологическом отношении. Восстанавливающим агентом здесь, вероятно, не может быть и пирит (а также большинство других сульфидов), который в экзогенных условиях сам по себе уран не восстанавливает, так как линия равновесия пирит — гётит или пирит — лимонит находится на Eh — pH-диаграмме выше линии равновесия уранил-карбонатных и уранил-сульфатных комплексов с окисной минеральной фазой  $UO_2$  [7, 16].

Район рассмотренного месторождения, где ураноносные зоны цементации получили весьма широкое распространение, в этом отношении также специфичен, поскольку вмещающие гнейсы здесь содержат метаморфогенную вкрапленность моносulfида железа — пирротина, являющегося весьма энергичным восстановителем урана.

Так, минералогам хорошо известно, что пирротин разлагается уже в слабокислых (глеевых) средах с выделением газообразного сероводорода. Рассматривая этот минерал как полный аналог стехиометрического моносulfида железа — троилита, получаем:



Отсюда, используя величины  $\Delta G^{\circ}_{298,15}$  веществ, участвующих в реакции (1), в соответствии с данными, обобщенными в статье В. А. Копейкина [6], получаем:

$$pH = 1,52 - 0,5 \lg a_{Fe^{2+}} - 0,5 \lg a_{H_2S}. \quad (2)$$

Для концентраций  $H_2S$  в воде, близких к аналитическому пределу — порядка  $10^{-5}$  моль/кг  $H_2O$  (0,34 мг/л) и тех же пропорциональных значениях выхода в раствор ферроиона, pH разложения моносulfида железа составит 6,52. Такие значения pH легко достигаются на переднем фронте продвижения зон окисления, развивающихся по бескарбонатным сульфидоносным породам.

Действительная величина pH разложения пирротина, вероятно, будет несколько ниже рассчитанной, так как в состав этого минерала в отличие от стехиометрического троилита обычно входит небольшая часть (до 11%) дисульфидной (сульфанной) серы.

Необратимую реакцию восстановления шестивалентного урана моносulfидом железа можно представить в следующем упрощенном виде:



Как видно, здесь на 4 моля конечного твердого продукта ( $UO_2$ ) приходится 1 моль исходного восстановителя ( $FeS$ ), или в весовых соотношениях — на 1080 г оксида урана 88 г моносulfида  $FeS$ . Соответственно для формирования экзогенных эпигенетических руд со средним содержанием урана 0,05% достаточно, чтобы доля пирротина в неизменных породах составляла 0,0045% (или моносulfидной серы 0,0016%). Таким образом, присутствие в гнейсах моносulfидной серы в количестве порядка тысячных и более долей процента, что имеет место для неизменных гнейсов месторождения, в принципе обеспечивает эффективное восстановительное осаждение урана из инфильтрационных вод.

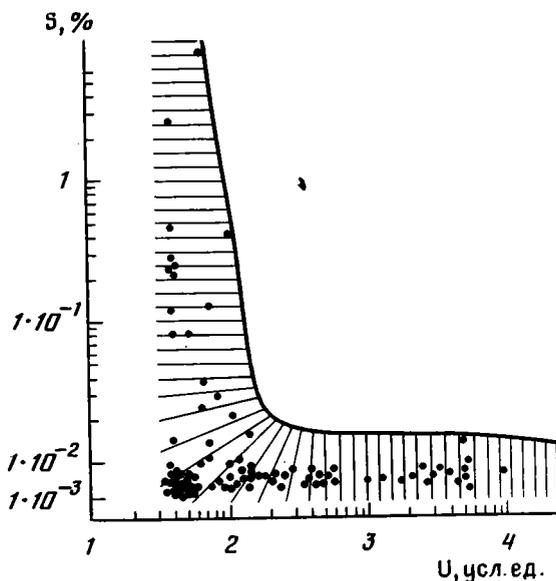
Характерно, что весь профиль гипергенных образований, включая рудоносные зоны цементации, резко обеднен пирротинном, разрушенным при взаимодействии с трещинными грунтовыми водами сферы активного водообмена. Граница появления этого минерала хорошо маркирует общую глубину распространения преобразующих гипергенных агентов кислотно-щелочной и окислительно-восстановительной направленностей. Приповерхностное обеднение пород моносulfидной серой, по-видимому, происходило как под действием кислых слабовосстановительных, так и близнеитральных исходных окислительных подземных вод. Первые, очевидно, преобладали в эпоху гумидного климата и каолинового коробразования, вторые — в эпохи аридизации с господством окислительных обстановок.

Растворение пирротина в сфере активного водообмена обуславливало насыщение трещинных структур сероводородом, что в свою очередь создавало предпосылки для формирования зон вторичного дисульфидного и коффинит-чернивевого обогащения на фоне обеднения пород моносulfидной серой. Такой механизм рудообразования подтверждается закономерным положением коффинит-черниевых концентраций в профиле гипергенной зональности (см. фиг. 1, 2) и обратной корреляционной зависимостью между содержаниями в породах урана и моносulfидной серы (фиг. 6). Таким образом, наиболее важными эмпирическим и генетическим признаками ураноконцентрирующего профиля гипергенеза в кристаллических породах являются зоны цементации с резким дефицитом моносulfидной серы и повышенным содержанием дисульфидного компонента.

Длительный период экзогенно-инфильтрационного рудообразования, как уже отмечалось, предположительно в раннекиммерийское время (210—170 млн лет), прерывался кратковременной вспышкой гидротермальной деятельности с формированием безрудной кальцитовой прожилковой минерализации, которая наложилась на выработанный про-

филь гипергенных изменений. После этой «вспышки» в кристаллических породах продолжала формироваться гипергенная зональность, сопровождаемая перераспределением урана и концентрированием его в зоне цементации.

Кайнозойский, или неотектонический, этап (<60 млн лет) характеризуется частичным перекрытием фундамента терригенными осадками и постепенным прекращением в породах нижнего структурного этажа активных процессов гипергенного преобразования. Основной ареной гипергенеза стал осадочный чехол и особенно палеорусл в его основании, явившиеся каналами активной фильтрации подземных кислородсодержащих вод. Последние, выщелачивая уран как из эндогенных, так и экзогенных аккумуляций, формировали в соответствии с окислительной грунтово-инфильтрационной зональностью наиболее молодое коффинит-черниевое оруденение, образующее пластообразные тела в углистых песчано-глинистых осадках палеогена и в верхней части глинистой коры выветривания.



Фиг. 6. Зависимость содержаний урана и моносульфидной (пирротиновой) серы в биотитовых гнейсах, безрудных и обогащенных вторичной коффинит-черниевой минерализацией (число проб 100)

Рассмотренные особенности коффинит-черниевое оруденения в трещиноватых кристаллических породах дают возможность обосновать его экзогенно-инфильтрационную природу, пространственную и генетическую связь с разрушающимися эндогенными проявлениями урана и зоной вторичного сульфидного обогащения, наложенной на пирротинсодержащие комплексы фундамента. Весьма широкое распространение вторичных черниевых руд на месторождении свидетельствует о принципиальной возможности выявления новых объектов данного типа, пригодных для отработки способом подземного выщелачивания [12].

В связи с затронутой проблемой гипергенного рудообразования чрезвычайно важно дальнейшее изучение геологических обстановок, благоприятных для формирования черниевое оруденения в трещиноватых кристаллических породах. В частности, до настоящего времени окончательно неясен вопрос о возможностях масштабного экзогенного эпигенетического рудообразования в фундаменте, в случае отсутствия первичного оруденения — при существовании любого другого благоприятного источника металла, например в виде его надкларковых концентраций в окисляющихся высокорadioактивных гранитах, кислых эффузивах или

черных сланцах. Не менее актуальны также исследования разных геохимических обстановок, способных эффективно осажждать уран из трещинно-инфильтрационных вод. Кроме минерального восстановителя — пирротина, потенциалпонижителями здесь могут быть также газообразные сероводород и водород, поступившие ранее с глубины по тектонически ослабленным зонам и окклюдированные в микропорах и микротрещинах пород. В этом случае при наличии благоприятного источника урана перспективными следовало бы считать не только пирротинсодержащие формации, но и другие вмещающие комплексы вблизи глубинных разломов, по которым можно предполагать длительное поступление газообразных восстановителей и их сохранность ко времени развития окислительного эпигенеза.

Разработка указанной проблемы в целом могла бы открыть значительные перспективы целенаправленных поисков трещинно-инфильтрационных коффинит-черниевых месторождений в кристаллических породах разных регионов, в том числе малоинтересных с позиций эндогенной урановой металлогении. Это направление является, на наш взгляд, одним из важных в дальнейших тематических исследованиях и требует привлечения комплекса методов литолого-петрографического, геологоструктурного, минералого-геохимического, палеоклиматического и историко-геологического анализа.

#### Литература

1. Андреева О. В., Головин В. А., Омеляненко Б. И. О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, с. 31—37.
2. Ашихмин А. А., Кузнецов С. В., Шмариович Е. М. О сохранности и концентрации уранового оруденения в корах выветривания.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 4, с. 58—68.
3. Горбачев Б. Ф. Присутствуют ли диоктаэдрические калиевые гидрослюды в составе элювиальных глинистых пород? — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 5, с. 125—127.
4. Глазовская М. А. Почвы мира. Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972. 232 с.
5. Глазовская М. А. Почвы мира. География почв. М.: Изд-во МГУ, 1973. 428 с.
6. Копейкин В. А. Моделирование на ЭВМ поведения марганца в гипергенном процессе.— Геохимия, 1984, № 6, с. 913—925.
7. Лисицин А. К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недра, 1975. 248 с.
8. Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 219 с.
9. Михайлов Б. М. Кора выветривания Либерийского щита.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд (Материалы VII Всесоюз. литологической конф., 1965 г.). М.: Наука, 1968, с. 48—71.
10. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
11. Петров В. П., Токмаков П. П. Последовательность выветривания магнезиально-железистых слюд и влияние геохимических условий на выветривание.— В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968, с. 67—75.
12. Тишкин А. М. О трещинном типе инфильтрационных месторождений урана.— Сов. геология, 1983, № 5, с. 30—39.
13. Черников А. А. Гипергенная зональность на сульфидно-урановых месторождениях и причины ее возникновения.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 70, с. 162—181.
14. Черников А. А. Поведение урана в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1981. 207 с.
15. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.
16. Шмариович Е. М. О механизме пластово-инфильтрационного рудоотложения.— Сов. геология, 1976, № 2, с. 80—89.

Мингео СССР, Москва

Поступила в редакцию  
10.XI.1985

УДК 552.55 : 552.14

## **МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ В КРЕМНИСТО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ**

**КАЛИНКО М. К.**

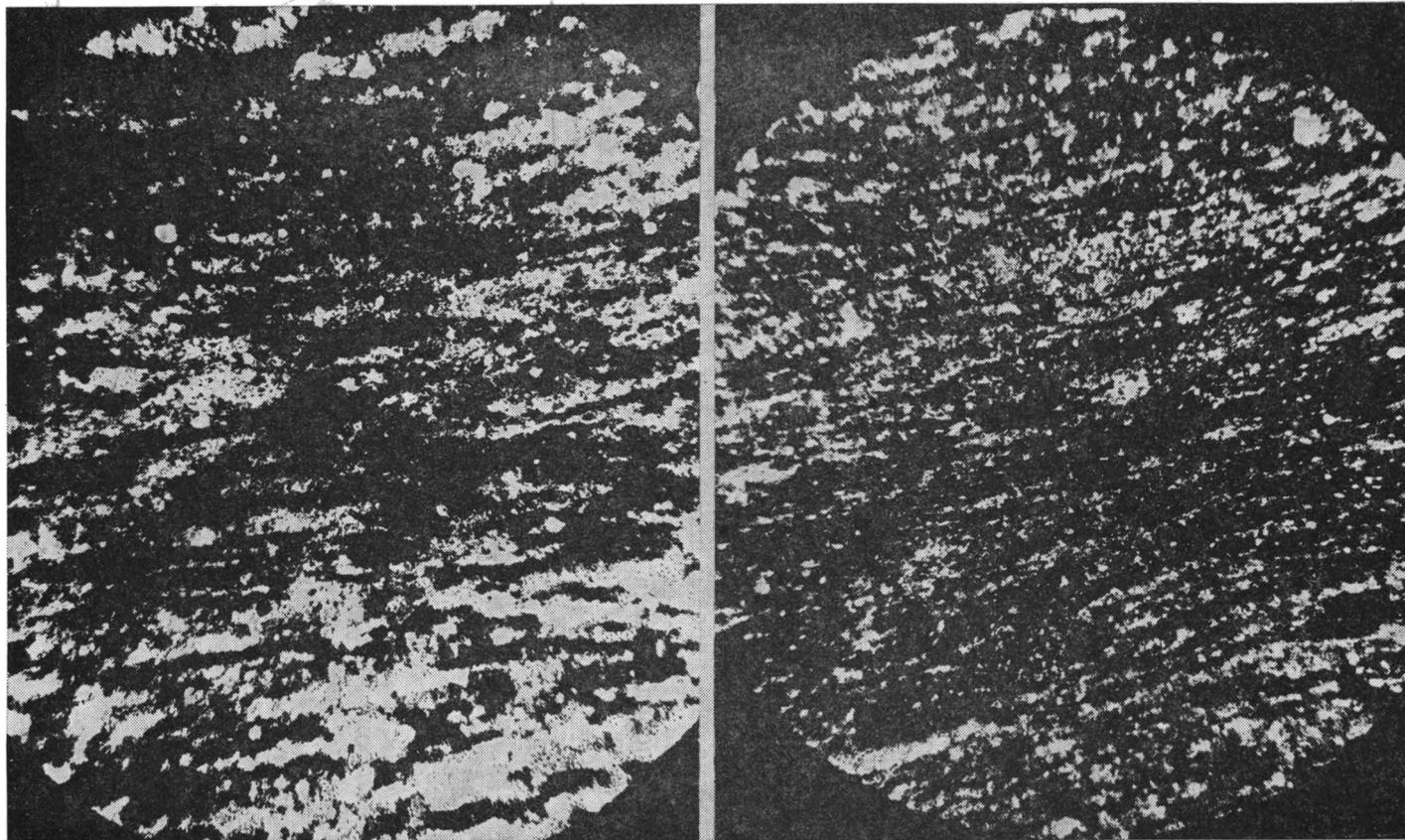
В статье на основе экспериментальных данных и теоретических расчетов доказано увеличение пустотного пространства и повышение проницаемости кремнисто-глинистых пород, происходящие в результате деструкции органического вещества и образования при этом нефти, газа и воды. Возникающие градиенты давлений создают условия для миграции флюидов вверх по восстанию пластов.

В результате постоянно расширяющихся литологических исследований установлено широкое распространение органического вещества в осадочных породах в самых различных количествах. В разрезах угленосных толщ обычно встречаются обломочные породы, по содержанию гумусового органического вещества являющиеся переходными от чистых разностей (песчаников, глин, алевролитов) к ископаемым углям. Их описание не является задачей данной статьи. В разрезах многих нефтегазоносных бассейнов мира, как правило, содержится одна или даже несколько пачек или толщ, сложенных глинистыми, глинисто-кремнистыми, глинисто-кремнисто-карбонатными и другими мелкодисперсными породами, отличительной особенностью которых являются повышенные содержания сапропелевого органического вещества. Подобные образования встречаются среди архейских метаосадочных пород, протерозойских (шунгитосодержащие разности Балтийского щита, куонамская свита Анабарской антиклизы и др.), палеозойских, мезозойских (баженовская свита Западной Сибири, «черные глинистые породы» мелового возраста Атлантического океана), кайнозойских (пиленгская свита Сахалина, менелитовая свита Прикарпатья, сланцы формации Монтерей Калифорнии) и современных (осадки залива Флемиш-Бей у юго-западных берегов Африки и др.) отложений [1, 2, 4, 20, 24].

Эти отложения сложены тонкозернистым минеральным материалом, причем глинистые частицы обычно располагаются строго параллельно, благодаря чему породы приобретают сланцеватость, частицы органического вещества распространены то равномерно, то образуют мельчайшие микропрослойки (фиг. 1). Подобные осадки накапливаются на этапе некомпенсированного прогибания, характеризующегося незначительным приносом материала или низким темпом осаднения хемобиогенного минерального вещества в условиях сравнительно высокой биопродуктивности бассейна и при благоприятных условиях захоронения органического вещества.

Как и другие тонкозернистые разности, описываемые породы всегда рассматривались как антиколлекторы, т. е. такие породы, в которых невозможно свободное движение флюидов при нормальных градиентах давлений, обычно существующих в недрах; в большинстве случаев они слагают флюидоупоры [9, 10, 19]. Однако за последние десятилетия накопилась информация, указывающая на то, что в определенных условиях подобные породы играют роль коллекторов и в них были обнаружены залежи нефти (баженовская свита Западной Сибири, пиленгская свита Сахалина, формация Бэкен, залегающая в основании каменноугольных отложений в бассейне Уиллистон, формация Монтерей — на территории Калифорнии и смежной части Тихого океана и др.).

Представляет интерес определение тех факторов, приводящих к формированию коллекторских свойств в описываемых тонкозернистых крем-



Фиг. 1. Микрофото пород баженовской свиты Салымского нефтяного месторождения. Видные микропрослой, сложенные глинистыми частицами и частицами ОВ. Увел. 90, николи параллельны

нистых, глинисто-кремнистых, глинистых и глинисто-карбонатных породах, благодаря чему они становятся нефтесодержащими. Выявление этих факторов имеет и большое практическое значение, так как позволяет разрабатывать методы прогноза перспектив нефтегазоносности аналогичных пород для неразведанных территорий и акваторий.

Как известно, размеры пустотных пространств в глинистых, глинисто-кремнистых и кремнистых породах в обычных условиях соизмеримы с размерами частиц или на один-два порядка меньше последних. Так, например, в глинах формации Мадди мелового возраста (Колорадо), залегающих на глубинах 1494 м и имеющих размеры частиц до 10 мкм, величины пор составляют всего 0,1 мкм [21], а в кремнистых породах пиленгской свиты, сложенных частицами размером 1—2 мкм, величины пор достигают 1 мкм [20]. Поэтому матрица пород должна обладать низкой проницаемостью, о чем свидетельствуют также лабораторные определения этой величины. Так, например, кремнистые породы пиленгской свиты Сахалина и глины формации Мадди имеют проницаемость менее  $5 \cdot 10^{-5}$  мкм<sup>2</sup>, баженовской свиты параллельно слоистости —  $10^{-6}$  —  $10^{-9}$  мкм<sup>2</sup>, а перпендикулярно к ней —  $10^{-9}$  —  $10^{-11}$  мкм<sup>2</sup>.

Обогащенные ОВ породы отличаются от пород аналогичного состава, но содержащих ОВ в кларковых количествах, следующими особенностями. Во-первых, такие породы характеризуются пониженной плотностью и соответственно пониженной теплопроводностью. Во-вторых, повышенной пористостью, в-третьих, в условиях естественного залегания, — повышенной проницаемостью, не коррелирующуюся с размерами пор и связанную с макро- и микротрещиноватостью. Наконец, в-четвертых, такие породы характеризуются «аномальным» распределением флюидов: самые мелкие пустотные пространства в них заполнены не водой, как обычно, а чаще жидкими, реже — газообразными углеводородами.

Относительно пониженная плотность обогащенных ОВ пород, с одной стороны, обуславливается меньшей плотностью ОВ по сравнению с минеральной частью породы: плотность ОВ колеблется от 1 до 1,1 г/см<sup>3</sup>, а минеральной части — от 2,5 до 2,68 г/см<sup>3</sup>, с другой — меньшая плотность таких пород связана с их повышенной пористостью, что будет рассмотрено ниже. Следует отметить, что в некоторых случаях наблюдается довольно тесная корреляционная связь между величинами содержания  $C_{орг}$  и плотностью пород, что позволило некоторым исследователям по кривой плотности определять содержание  $C_{орг}$  [24].

Обобщив информацию по изученным обогащенным ОВ тонкозернистым породам, нетрудно заметить, что они обладают повышенной открытой пористостью по сравнению с породами аналогичного состава и структуры, но не содержащих повышенных количеств ОВ. Так, например, открытая пористость пород баженовской свиты на Салымском нефтяном месторождении колеблется в пределах 4—16%, составляя в среднем 10%, в то время как глинистые породы нижележащей абалакской свиты имеют значительно меньшую пористость. Открытая пористость пород пиленгской свиты Сахалина в среднем составляет 17%. Еще контрастнее видна повышенная пористость обогащенных ОВ пород на примере формации Бэккен, в разрезе которой указанные породы залегают в верхней и нижней частях, в то время как средняя часть разреза формации сложена алевролитами (фиг. 2). Высокой (10—20%) пористостью обладают породы формации Монтерей (миоцен) Калифорнии [22].

Как отмечалось, при лабораторных определениях матрица всех описываемых пород обладает, как правило, низкой проницаемостью порядка  $10^{-5}$  —  $10^{-9}$  мкм<sup>2</sup>, что обуславливается чрезвычайно малыми размерами пор. Однако в условиях естественного залегания из пластов, сложенных данными породами, получают значительные притоки нефти и газа. Так, например, на Салымском месторождении из баженовской свиты получали притоки нефти с дебитами до 800 т/сут. На месторождении Поинт Аргуэлло (в акватории Тихого океана у берегов Калифорнии) из формации Монтерей получены притоки нефти с дебитами 200—278 т/сут и газа — до 250 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Проведенные исследования показали, что

столь повышенная проницаемость обусловлена наличием макро- и микро-трещин. Так, результаты комплексных исследований (промысловых, ГИС и др.) продуктивного горизонта на Салымском месторождении позволили прийти к заключению, что этот горизонт представляет коллектор с двойной средой, состоящей из флюидопроводящей среды и аккумулялирующей, питающей флюидопроводящую [16]. При общей пористости продуктивного горизонта, составляющей 10%, трещинная пористость в среднем равна 0,1%, и лишь в отдельных интервалах повышается до 0,5% [8]. Проницаемость пород пиленгской свиты обуславливается развитием трещин. На месторождении Поинт Аргуэлло продуктивный горизонт, сложенный породами формации Монтерей, имеет трещинную пористость до 10% и общую проницаемость до 3 мкм<sup>2</sup>. Многочисленными исследованиями установлено, что в описываемых обогащенных ОВ тонкозернистых горных породах все микропоры и поры заполнены нефтью и другими битумами, в то время как в аналогичных породах с кларковым содержанием ОВ наиболее мелкие поры заполнены водой, а более крупные — нефтью и другими битумами. Такая дифференциация, как известно, обусловлена различием в величинах поверхностного натяжения воды и нефти [11].

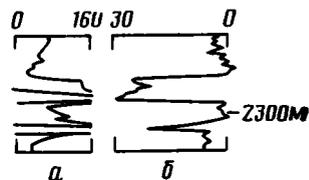
Наличие нефти и других битумов в порах существенно тормозит процессы минералообразования на их стенках, т. е. приводит к сохранению пустотных пространств при катагенезе. Поскольку описанные выше особенности характерны для пород, обогащенных ОВ, очевидно, именно наличие последнего и обуславливает эти особенности.

Большой интерес представляет механизм формирования указанных особенностей, который в конечном итоге сводится к созданию своеобразных пустотных пространств и физико-химической обстановки в них. Как известно, сапропелевое ОВ в процессе катагенеза генерирует битум, количество которого возрастает по мере усиления катагенеза и в котором непрерывно увеличивается содержание жидких углеводородов. Последние вместе со смолисто-асфальтовыми компонентами образуют нефть. Таким образом, на поверхности частиц ОВ в процессе катагенеза будет выступать битум, переходящий в нефть. Весьма важно, что объем этой нефти всегда будет превышать объем ОВ, из которого она образовалась [11]. Появление на стенках пор и трещин гидрофобного флюида, создающего к тому же восстановительную обстановку, оказывает существенное влияние на физико-химические условия в таких пустотных пространствах [12].

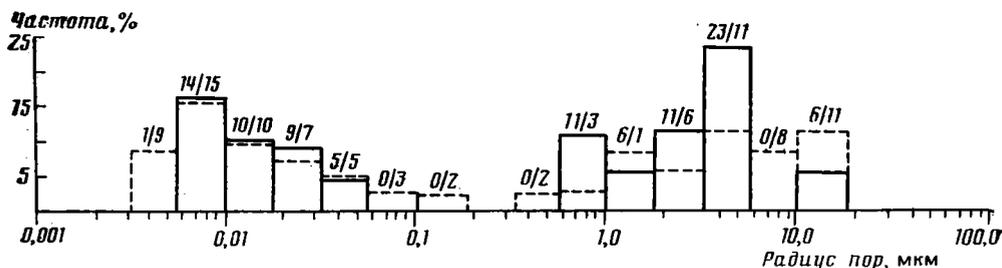
Прежде всего такие изменения обстановок существенно влияют на процессы минералообразования, тормозя развитие последних и, следовательно, литификации осадков и уменьшения объемов пустотных пространств. Более того, в процессе катагенеза объем последних возрастает по следующим причинам.

Как известно, при катагенетической деструкции объем ОВ уменьшается и соответственно должен увеличиваться объем пустотных пространств. Это увеличение легко рассчитать. Так, например, если в породе содержится 10 вес.% ОВ, плотность которого 1—1,1 г/см<sup>3</sup>, то это составит более 25 об.%. В результате преобразования ОВ теряется 10—20% начального ОВ, что должно вызвать увеличение объема пустотного пространства породы на 2,5—5%.

О реальности развития в недрах подобных процессов свидетельствуют произведенные автором эксперименты. Так, например, образец породы баженовской свиты, залегающей на глубинах 2567—2544 м на площади Чупальская и содержащей до 6,3% ОВ, подвергался нагреванию до 180°С и давлению 250 кг·с/см<sup>2</sup> в течение 20 сут. До нагревания общая пористость породы составляла 1,88%. Как видно из программы, в породе имелись две группы пустотных пространств: одна с радиусами от 0,02



Фиг. 2. Характеристика формации Бэккен [по 24] а —  $\gamma$ -активность, усл. ед., б — пористость, %



Фиг. 3. Изменения радиусов пор образца породы баженовской свиты после нагревания: в числителе (сплошные линии) показано относительное распределение (в %) пор до нагревания, в знаменателе (пунктирные линии) — после нагревания (анализы произведены в лаборатории фирмы «Неолаб Карло Эрба Струментационе» в Милане, на порозиметре этой фирмы

до 0,1 мкм и вторая — от 0,6 до 12 мкм (фиг. 3). После нагревания общая пористость породы увеличилась до 2,71% и в каждой из группы пор возросли проценты более крупных<sup>1</sup>. Так, количество пор с радиусом свыше 5 мкм возросло с 6 до 19%, причем пор с радиусом свыше 10 мкм — почти вдвое, с 6 до 11%.

Значительно сложнее протекает формирование пустотных пространств при катагенезе в кремнистых породах: начиная с диагенеза под влиянием изменяющихся температур и давлений кремнезем переходит из одной формы в другую — от опала до кварца, вследствие чего размер поровых пространств непрерывно уменьшается, при этом возникают трещины, степень раскрытия которых непрерывно изменяется в зависимости от соотношения горного и пластового давлений. Одновременно объемы пустотных пространств возрастают по мере деструкции ОБ. По этой причине размеры пор в таких породах колеблются в пределах 1—5 мкм. Как отмечалось, существенное влияние на размеры пустотных пространств описываемых горных пород оказывает увеличение объемов флюидов, генерируемых ОБ в катагенезе. Произведенные расчеты показывают, что основную роль при этом оказывают именно жидкие УВ, поскольку основная часть газообразных продуктов (метан, углекислый газ и др.) растворяется в воде [11].

Приращение объемов флюидов за счет жидких УВ может быть существенным, поскольку относительные количества последних значительны. Так, например, по подсчетам Д. У. Чмокера из пород формации Бэккен эмигрировало 45 кг/м<sup>3</sup> нефти плотностью 0,81 г/см<sup>3</sup>. Следовательно, при пористости 15%, объем образовавшейся нефти на 20% превышает объем воды, изначально находившейся в породе.

Появление излишних количеств флюидов вызывает резкое повышение их давления: именно этим обстоятельством, очевидно, следует объяснять наличие сверхнормальных пластовых давлений в нефтяных залежах в баженовской свите, формации Бэккен и т. д.

Повышение давления содержащихся в порах пород флюидов должно вызывать разуплотнение этих пород. К сожалению, корректных экспериментальных исследований по разуплотнению пород, обусловленному ростом давлений содержащихся в порах флюидов, не производилось. Однако об этом процессе с определенными ограничениями можно судить по результатам экспериментов и расчетам уплотнения глинистых пород [13, 15].

Установлено, что в обычных условиях, когда глинистые породы залегают среди проницаемых пород и существуют условия для оттока отжимаемой воды, давление воды в порах глин близко к гидростатическому и пористость глин связана функционально с глубиной залегания.

<sup>1</sup> Анализы произведены в лаборатории фирмы «Неолаб Карло Эрба Струментационе» в г. Милане (Италия) на порозиметре этой фирмы.

Оценка пористости глинистых пород, рассчитанной по формуле (1)

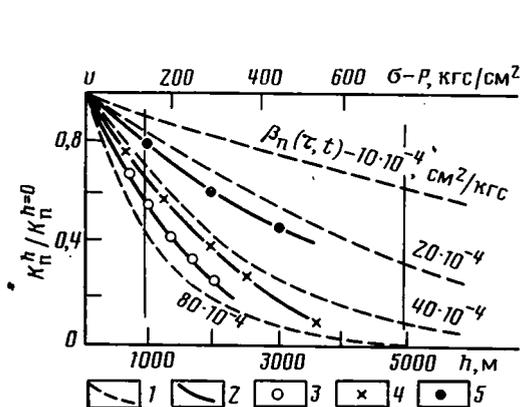
Глубина, м	$K_{пн}$ , %	$\frac{K_{пс}}{K_{пн}}$	$K_{пс}$ , % (при $P=0,20 h$ )
2000	18	1,4	25,2
4000	8,5	2,2	18,7
6000	4,5	3,4	15,3

Если же давление воды в глинах превышает гидростатическое, то пористость глин превысит расчетную, т. е. [7]

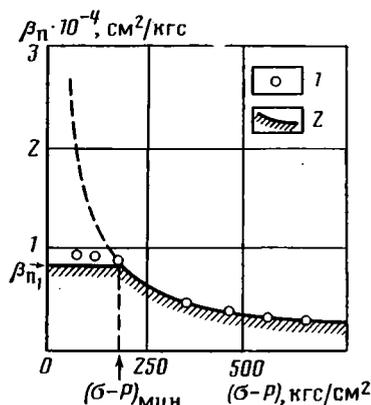
$$\frac{K_{пс}}{K_{пн}} = \frac{\exp[-0,14\beta_{п}(\tau, t)h]}{1 - K_{пн}\{1 - \exp[-0,14\beta_{п}(\tau, t)h]\}}, \quad (1)$$

где  $K_{пс}$  и  $K_{пн}$  — коэффициенты пористости в долях единицы соответственно вблизи поверхности и на глубине  $h$ ,  $\beta_{п}$  — коэффициент необратимого уплотнения при времени  $\tau$  и температуре  $t$ . Приняв коэффициент необратимого уплотнения  $\beta_{п}(\tau, t)$  равным  $25 \cdot 10^{-4}$  см<sup>2</sup>/кг·с и предельный градиент равным 0,2, авторы [7] для трех интервалов глубин рассчитали увеличение пористости вследствие повышения давлений флюидов (таблица).

Как следует из формулы (1) и графиков (фиг. 4, 5), изменения пористости и проницаемости в значительной степени зависят от коэффициента необратимого уплотнения и с увеличением глубин погружения это влияние усиливается.



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Относительное изменение пористости  $K_n^h / K_n^{h=0}$  с изменением сжимающего давления  $(\sigma - P)$  глин и соответственно глубин залегания ( $h$ ) [7]

Фиг. 5. Кривая изменения коэффициента сжимаемости пор образца аргиллита ( $K_{пн} = 12,27\%$ ) в зависимости от эффективного напряжения [7]

1 — экспериментальные данные; 2 — расчетные, по формуле  $\beta_{п} = \beta_{п1} \frac{\sigma + P_{мин}}{\sigma - P}$

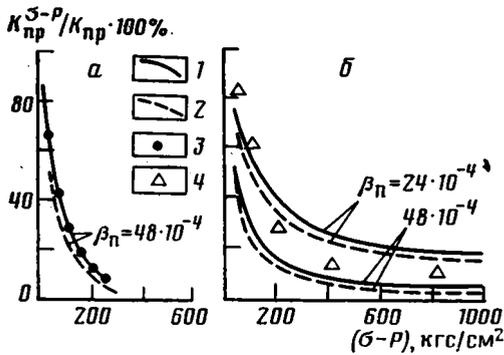
Так, например (см. фиг. 4), если для глубины 1000 м увеличение  $\beta_{п}$  с  $10 \cdot 10^{-4}$  до  $20 \cdot 10^{-4}$  см<sup>2</sup>/кг·с вызывает уменьшение величины  $K_n^h / K_n^{h=0}$  с 0,91 до 0,846, то для глубины 5000 м это значение снижается с 0,615 до 0,33, т. е. почти в 2 раза. Вполне понятно, что необратимые изменения, происходящие с глинистыми породами при их уплотнении, могут существенно отличаться от изменений, происходящих при разуплотнении.

Произведенные эксперименты и теоретические расчеты позволяют предполагать, что необратимые изменения при разуплотнении горных пород будут происходить при меньших напряжениях, чем при их уплотнении. Этот вывод можно сделать на основании того, что, во-первых,

модуль упругости при растяжении составляет 0,25—0,35 от модуля упругости при сжатии [18]. Во-вторых, накопленная информация по проведению гидроразрывов в скважинах показывает, что начальное давление гидроразрыва с образованием горизонтальных трещин, как правило, составляет от 0,6 до 0,9  $P_r$ , хотя теоретически для образования горизонтальных трещин оно должно превышать его.

По расчетам В. В. Палацнаукаса с соавтором [23], микротрещины в породах возникают при давлениях содержащихся в них флюидов, превышающих 0,57  $P_r$ .

Интересную информацию можно извлечь из результатов экспериментов, проведенных Д. Хэндиным с соавторами [21] по изучению деформации пород под давлением. Так, пористость (%) упоминавшихся образцов глин мелового возраста при одинаковых величинах сжимающих давлений (кбар) и возрастании поровых давлений  $P_n$  относительно сжимающих  $P_{сж}$  изменялась следующим образом:  $P_{сж} - P_n = 0-4,1; 0,5-4,2; 1,0-4,9; 1,5-5,1$  и  $2,0-4,8\%$ . Это и понятно, если учесть, что сжимаемость насыщенной поры воды с увеличением давления снижается.



Фиг. 6. Относительные изменения коэффициента проницаемости  $K_{пр}(\sigma - P)$  алевро-глинистых пород в зависимости от сжимающего давления ( $\sigma - P$ ) для пород, коэффициент сжимаемости которых изменяется по логарифмическому (а) и гиперболическому (б) законам  
 1 —  $K_{пр} = 20\%$ ; 2 —  $K_{пр} = 50\%$ ; 3 — экспериментальные данные для образца с  $K_{пр} = 0,007$  мкм<sup>2</sup>; 4 — то же для образца с  $K_{пр} = 0,013 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>;  $K_n = 7,35\%$

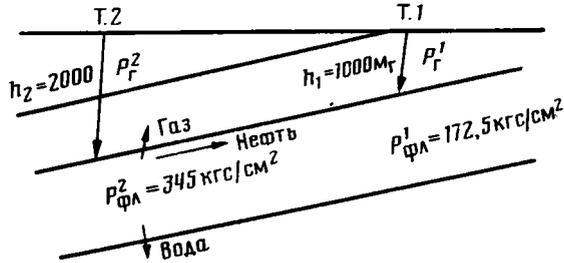
Особенно сильно разуплотнение должно развиваться при повышении давления флюидов, находящихся в трещинах [5]. Как известно из расчетов и экспериментов по гидроразрывам пластов, проницаемость пород возрастает пропорционально величине раскрытия трещины в кубической степени. Если учесть, что в породах баженновской свиты ОВ нередко располагается по микропрослоечкам (см. фиг. 1), что становится понятным, что при катагенезе этого вещества генерированная нефть находится в основном в микротрещинах, образовавшихся вдоль поверхностей наслоения, поскольку давление этой нефти вследствие увеличения ее количества возрастает, будет увеличиваться ширина раскрытия таких микротрещин и, следовательно, порода становится проницаемой. О том, что действительно в таких породах происходят «микроразрывы», свидетельствуют и прямые наблюдения под микроскопом в плоскопараллельных шлифах. Нередко видно, что раковинки фораминифер разорваны и располагаются по разные стороны микротрещин.

Вероятно, по указанной причине в баженновской свите получают потоки нефти только там и только в тех участках разрезов, которые сложены микрослоистыми разностями пород. Весьма важно, что образовавшиеся при этом трещины отличаются рядом особенностей: находятся в микропрослоях ОВ, не имеют гладких поверхностей, хорошо повторяющих очертания друг друга (что обычно бывает при образовании трещин разрыва или раскрытии по поверхностям наслоения), и поэтому при происходящем при разработке залежей снижении давления нефти, трещины полностью не смыкаются. Полному смыканию трещин препятствует неодинаковая конфигурация их стенок и частички остаточного ОВ.

Своеобразие описываемого коллектора обусловило и своеобразные условия для миграции образующихся флюидов. Так, благодаря сверхнормальному давлению создаются условия для миграции флюидов из описываемых пластов в зоны с относительно пониженными давлениями:

вверх по восстанию пластов или в выше-, или нижележащие коллекторские пласты, в которых пластовые давления, как обычно, близки к гидростатическим. Если последнее вполне очевидно и не может вызвать сомнений, то возможность миграции излишков флюидов вверх по восстанию этих же пластов требует аргументации. В самом деле, как показано на фиг. 6, проницаемость пород снижается с ростом сжимающего давления —  $P_c$ , величина которого равна  $P_c = P_r - aP_{фл}$  (где  $a$  — коэффициент пропорциональности, зависящий от структуры породы и других факторов, в среднем равный 0,85;  $P_{фл}$  — давление флюидов в пустотных пространствах пород).

В качестве примера рассмотрим распределение горного и пластового давлений в точках, расположенных на глубинах 1000—2000 м и в моноклинально залегающем пласте, в котором генерируются нефть, газ и вода и который подстилается и перекрывается плохо проницаемыми глинистыми породами (фиг. 7).



Фиг. 7. Изменение геостатического давления ( $P_r$ ) и давления флюидов ( $P_{фл}$ ) в наклонном глинистом пласте, в котором вследствие катагенеза ОБ образуются нефть, газ и вода

Если, используя информацию о гидроразрыве, принять, что он начинается при  $P_{фл} = 0,75 P_r$ , то предельные давления в указанных точках должны быть  $P_{фл}^1 = 172,5 \text{ кг} \cdot \text{с}/\text{см}^2$ ,  $P_{фл}^2 = 345 \text{ кг} \cdot \text{с}/\text{см}^2$  и сжимающие давления будут равны:  $P_{сж}^1 = 230 - 0,85 \cdot 172,5 = 83,4 \text{ кг} \cdot \text{с}/\text{см}^2$ ;  $P_{сж}^2 = 460 - 0,85 \cdot 345 = 166,7 \text{ кг} \cdot \text{с}/\text{см}^2$ . Следовательно, сжимающие давления в точке 1 в 2 раза ниже, чем в точке 2, и по этой причине проницаемость в точке 1 выше, чем в точке 2. При этом разность давлений флюидов между этими точками  $P^2$  составляет  $172,5 \text{ кг} \cdot \text{с}/\text{см}^2$ , или в 1,7 раза больше гидростатического.

Таким образом, появляется градиент давлений, вызывающий движение флюидов вверх по восстанию пласта.

Однако сам процесс миграции должен протекать дифференцированно для разных флюидов (нефти, газа и воды) вследствие неодинаковых для них условий. Так, при генерации жидких углеводородов, поверхность частиц, сложенных ОБ, становится из гидрофильной гидрофобной. В то же время эти флюиды благодаря различным величинам плотностей дифференцируются в вертикальном разрезе. Наконец, величины относительной проницаемости пород для этих флюидов неодинаковы: относительно максимальны для воды, несколько ниже для газа и минимальны для нефти. В результате этого сопротивления для миграции воды будут минимальны при движении ее к подошве слоя, газа — к кровле и нефти — вверх по восстанию пластов. Однако если по условиям залегания описываемые горизонты не имеют существенного наклона, то нефтяная залежь может образоваться и вне структурных условий: в ядре синклинали, как это наблюдается на месторождении Спраббери (США).

По этим причинам в подобных пластах, сложенных породами — генераторами УВ, формируются залежи нефти, лишённые подошвенных вод и газовых шапок. Таковы условия образования нефтяных залежей в баженской свите Западной Сибири, формации Бэккен (США) и т. д.

Отличительной особенностью таких сингенерационных залежей является нахождение нефти в самых мелких пустотных пространствах, в то

время как в обычных «вторичных» залежах самые мелкие пустотные пространства заполнены остаточной водой.

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют раскрыть механизм формирования коллекторских свойств в глинистых, кремнистых, кремнисто-глинистых и глинисто-карбонатных породах. Однако еще не все факторы, влияющие на развитие этих процессов, выявлены. В частности, не всегда ясны причины то локального, то регионального распространения указанных коллекторов и залежей. Правда, следует сделать оговорку в отношении полноты имеющейся информации, поскольку до последнего времени не всегда нефтепоисковые работы были направлены на поиски нефти в описываемых породах. Так, например, хотя залежи нефти в кремнистых породах формации Монтерей на территории Калифорнии и в смежной части акватории были известны давно, все же они встречались в единичных месторождениях спорадически, и не было выявлено каких-либо закономерностей в их распределении.

Однако после того как в регионе была открыта самая крупная залежь нефти за последние 15 лет с извлекаемыми запасами до 70 млн. т, стали проводить целенаправленные нефтепоисковые работы и выяснилось, что залежи нефти и, возможно, газа в кремнистых породах формации Монтерей встречаются почти во всех ловушках, расположенных под водами пролива Санта-Барбара на расстоянии 110 км от м. Аргуэльо (на западе) до траверза месторождения Венчуэ (на востоке).

Не совсем ясны все закономерности нефтеносности баженовской свиты в Западной Сибири. Высказывавшиеся предположения о том, что нефтеносность этих пород связана с температурой пород, не подтверждаются последней информацией: на Красноленинском своде породы данной свиты находятся при таких же температурных условиях, как и на Салымском месторождении, однако притоки нефти на первом получены лишь в единичных случаях.

Вероятно, увеличение пустотного пространства описываемых пород зависит не только от их состава, но и от структуры и особенно текстуры, механических свойств и количества содержащихся в них органических частиц. Выявление подобных связей и должно явиться целью дальнейших совместных исследований литологов и геохимиков и разработки более совершенных и детальных методов изучения данной группы пород. Несомненно, результаты этих исследований позволят существенно повысить надежность прогноза нефтегазонасности кремнистых, кремнисто-глинистых, глинистых и глинисто-карбонатных пород, что приведет к открытию новых месторождений нефти и газа в разных регионах нашей страны, поскольку можно не сомневаться, что подобные коллекторы распространены гораздо шире, чем это представляется в настоящее время.

#### Литература

1. Белкин В. И., Ефремов Е. П., Каптелинин Н. Д. Нефтеносность пластовой системы баженовского резервуара Западной Сибири по данным разведки и пробной эксплуатации месторождения Большой Салым.— В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: Изд-во МИНХиГП, 1983, с. 28—29.
2. Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Состав органического вещества черных сланцев котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 5, с. 3—17.
3. Боркин Ф. Н. Физико-химический механизм образования коллекторов в битуминозных отложениях баженовской свиты Западной Сибири.— В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: Изд. МИНХиГП, 1983, с. 33—38.
4. Вебер В. В. Условия образования и залегания нефти. М.: Недра, 1983, с. 275.
5. Добрынин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970, 239 с.
6. Добрынин В. М. Метод определения запасов нефти в порово-трещинных коллекторах с АВПД.— Геология нефти и газа, 1983, № 12, с. 1—6.
7. Добрынин В. М., Серебряков В. А. Методы прогнозирования аномально-высоких пластовых давлений. М.: Недра, 1978, 232 с.
8. Ефремов Е. П., Сонич В. П., Ильин В. М. Особенности подсчета запасов нефти.— Нефтяное хоз-во, 1984, № 6, с. 29—33.
9. Калинко М. К. Методика определения коллекторских свойств кернов. М.: Гостоптехиздат, 1963, 224 с.

10. *Калинко М. К.* Флюидоупоры и их влияние на распределение залежей нефти и газа.—В кн.: Состояние и задачи современной литологии (докл. на спец. засед. VIII Всесоюз. литолог. совещ.). М.: Наука, 1970, с. 77—81.
11. *Калинко М. К.* Методы сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий и поисков в них нефти и газа. М.: Недра, 1977. 239 с.
12. *Калинко М. К.* Состояние и задачи методов изучения природных коллекторов нефти и газа и флюидоупоров.—В кн.: Коллекторы нефти и газа и флюидоупоры. Новосибирск: Наука, 1983, с. 5—9.
13. *Магара К.* Уплотнение пород и миграция флюидов. М.: Мир, 1982. 296 с.
14. *Милешина А. Г., Калинко М. К., Сафонова Г. И.* Изменение нефтей при фильтрации через породы. М.: Недра, 1983. 175 с.
15. *Мухин Ю. В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965. 200 с.
16. *Умрихин И. Д., Днепровская Н. И., Смирнов Ю. М. и др.* Нефт. хоз-во, 1984, № 6, с. 33—38.
17. *Дерягин Б. В., Зорин З. М., Соболев В. Д. и др.* Свойства тонких слоев воды вблизи твердых поверхностей.—В кн.: Связанная вода в дисперсных системах. Вып. 5. М.: Изд. МГУ, 1980, с. 4—13.
18. *Спивак А. И.* Механика горных пород. М.: Недра, 1962, с. 211.
19. *Ханин А. А.* Основы учения о породах — коллекторах нефти и газа. М.: Недра, 1965. 360 с.
20. *Юрочко А. И., Кузнецова Л. В.* Первичные коллекторы нефти, их особенности и схема классификации их на примере пиленгской свиты Восточного Сахалина и баженовской Западной Сибири.—Тихоокеан. геология, 1983, № 5, с. 76—81.
21. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests/Ed. Handin J., Hager R. V., Friedman M. et al.—AAPG Bull., 1963, v. 47, № 5, p. 717—755.
22. *Isacs C. M.* The Monterey-Key to offshore California boom.—Oil and Gas J., 1984, v. 82, № 2, p. 75—81.
23. *Palciauscus V. V., Dominico P. A.* Microfracture development in compacting sediments: relation to hydrocarbon-maturation kinetics.—AAPG Bull., 1980, v. 64, № 6, p. 927—957.
24. *Schmoker J. W., Hister T. C.* Organic carbon in Bakken formation, United States portion of Williston basin.—AAPG Bull., 1983, v. 67, № 7, p. 2165—2174.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологоразведочный нефтяной институт,  
Москва

Поступила в редакцию  
10.V.1983

УДК 549.21 : 549.091.5

## **РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ УГЛЕРОДИСТЫХ ВЕЩЕСТВ И ПРОБЛЕМА ГРАФИТОВОГО ТЕРМОМЕТРА**

**ФИРСОВА С. О., ЦИПУРСКИЙ С. И., ЧЕРКАШИН В. И.,  
ШАТСКИЙ Г. В.**

Рентгеновским и термическим методами проведено исследование графитов из метаморфических пород восточной части Балтийского щита. Выделены и охарактеризованы четыре минеральные группы, отличающиеся по положению рефлекса 002, значениям величин  $I_{112}/I_{110}$  и общей характеристике дифракционного спектра. Показано, что степень структурного совершенства графита находится в прямой зависимости от температуры его образования. Полученные закономерности предполагается использовать для построения графитового термометра.

Во многих метаморфических породах различного возраста, в том числе и в докембрийских, широко распространены графит и углеродистое вещество, описываемое как графит, графитоид, шунгит, графит *d*, субграфит, метаантрацит [19, 25—27]. Состав пород может быть самый разнообразный. Диагностика графита и углеродистого вещества в большинстве случаев опирается на данные термического анализа, реже на результаты рентгеновского изучения. Все более широкое использование методов структурного анализа показывает, что термин графит *d*, графитит, графитоид и некоторые другие, во-первых, перекрываются, фактически описывая одно и то же вещество, а во-вторых, представлены рядом, различающимся по структурным признакам.

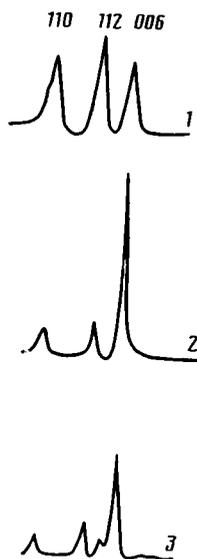
Интерес к изучению углеродистого вещества не случаен. С повышением температуры при метаморфизме и в результате гидротермальной переработки углеродистое вещество постепенно переходит в графит. Ступени этого перехода отвечают определенным температурам, являясь своеобразным геологическим термометром. Например, наличие шунгита характерно для метаморфических пород низов зеленосланцевой фации.

Диагностика углеродистых веществ очень важна для выявления и уточнения температурных условий формирования пород. Наиболее актуальна эта проблема для пород из областей низкотемпературного метаморфизма, так как именно здесь ощущается наибольшая потребность в создании надежных геотермометров.

Известно, что упорядоченность графитов возрастает с увеличением степени метаморфизма пород [2—4, 9]. Это положение иллюстрирует К. Ландис [2] на *P—T*-сетке метаморфических фаций. Такая же тенденция выявлена Д. М. Шенгелиа с соавторами [18] на основании экспериментальных данных по изучению влияния температуры на графитизацию антрацита и графита в условиях регионального метаморфизма. Работы [18, 27] можно рассматривать как этапные в развитии идеи о графитовом термометре. Однако в настоящее время на основании анализа большого количества фактического материала можно утверждать, что графитовым термометром [18] вряд ли можно пользоваться. Первой причиной является расхождение природных и экспериментальных данных. В эксперименте было установлено, что с ростом температуры от 300 до 800°С параметр *c* элементарной решетки графита уменьшается от 0,672 до 0,670 нм. В природных образцах значение этой величины для графитов из пород зеленосланцевой фации всегда значительно больше [22, 23]. Вторая причина заключается в том, что совпадение только одного параметра *c* у природных графитов не может являться критерием тождества их структуры [3, 4]. В то же время основные положения К. Ландиса справедливы, но требуют дополнений и уточнений.

Цель настоящей работы — выявление зависимости структурных характеристик графита от температуры его образования на основании рассмотрения графитов и углеродистых веществ из пород различной степени метаморфизма и определения рентгеновских и термических характеристик этих веществ.

Прежде чем перейти к решению поставленной задачи, необходимо коротко остановиться на вопросах терминологии углеродистых веществ. Анализ классификаций графитов и различных углеродистых веществ показывает (табл. 1), что в результате терминологической путаницы, царящей в описании графитовых тел, не всегда ясно, о каком же веществе идет речь. Так, у графита  $d$  [25], графита  $d_1$  [27], скрытокристаллического графита [19], антрацита [26] величина межплоскостного расстояния  $d$  (002) составляет 0,3430 нм, но тот же антрацит по схеме [19] попадает в поле шунгита (см. табл. 1). Мы отдаем предпочтение структурной классификации К. Ландиса [27], так как она наиболее полно и логично охватывает ход эволюции углеродистого вещества при метаморфизме. Общий характер названий — графит  $d$  (см. табл. 1), — исключаяющий их генетическую интерпретацию, очень удобен при анализе углеродистого вещества древних толщ, где первичная природа вещества затуманена.



Фиг. 1. Дифрактограммы графитов по данным различных авторов  
 1 — графит из кордиеритового гнейса, амфиболитовая фация, Пассау [26]; 2 — графит крупночешуйчатый, Ботогольское месторождение [20]; 3 — графит крупночешуйчатый из пород амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой [3]

Все проанализированные образцы были приготовлены и выделены по единой методической схеме. Проба дробилась, а затем истиралась в агатовой ступке. Время истирания 5—7 мин. Истертая проба обрабатывалась кислотами [25] до полного растворения силикатной, сульфидной и карбонатной частей образца. Однородность полученного материала контролировалась рентгенофазовым анализом. Измельчение графита происходило в процессе приготовления проб. Те из них, которые не удалось полностью очистить (например, при наличии в образце большого количества окислов титана), исключались из дальнейшей работы.

Рентгеновский и термический анализы проводились в лаборатории физических методов исследования ГИН АН СССР. Порошковые рентгенограммы были получены на приборе ДРОН-3.0. Использовались ( $\text{CuK}_\alpha$ ) Ni-фильтр, щели 0,5; 1,0; 1,0; 0,5; режим работы дифрактометра подбирался в зависимости от характера образца. Скорость съемки составляла 1 град/мин ( $2\theta$ ).

В силу слоистого строения графита происходит значительная текстурировка препарата, что затрудняет получение хорошо разориентированного образца. В результате на рентгенограмме, как правило, кроме рефлексов 001 практически не фиксируются пространственные отраже-

По В. М. Френчу [25]			Тип графита	По К. Ландису [27]		
Компонент	$d(002)$ , Å	Характеристика отражения 002		$I/H$ (на $\frac{1}{2}$ высоты пика 002)	$d(002)$ , Å при $I_{\max}$	$d(002)$ , Å ( $\frac{1}{2}$ ширины при $\frac{1}{2}$ высоты)
Собственно графит	3,36	Резкое	Полноупорядоченный	30	3,35—3,36	3,35—3,36
Графит $d$ , т. е. турбо-стратический графит	3,43	Диффузионное	$d_1$ $d_{1A}$	3—15 3—15	3,35—3,36 3,37—3,44	3,38—3,48 3,38—3,41
Асфальтический углеродистый материал	3,50	Очень широкое		0,5—1	3,45—3,55	3,75—3,85
Аморфный углеродистый материал	Нет рефлексов		$d_3$	0,5	3,50—3,75	~3,8

\*  $n$  — степень упорядоченности исследуемого углеродистого вещества  $n = E_0 - 3,3/2,45 \times 100\%$ .

\*\*  $E_0$  — приведенная величина энергии активации, рассчитанная по дериватограммам.

ния  $hkl$ . Приводимые в литературе картины рентгеновской дифракции графитов (фиг. 1) показывают, что ни одному из исследователей [3, 20, 21, 26] не удалось достаточно хорошо разориентировать препарат. Об этом можно судить по соотношению интенсивностей линий 006 и 112. Наиболее полная и интенсивная дифракционная картина получается при съемке образца с максимальной разориентацией частиц, которая достигается следующим образом. Графит без всякого наполнителя механически набивается в плоскую кювету и прижимается матовым стеклом с грубой поверхностью. При этом достигается хорошая растектурировка образца, функция его ориентации не учитывается.

Для определения степеней упорядоченности и графитизации углеродистых веществ в литературе предложен ряд параметров. Рассмотрим их по порядку: 1) параметр  $\gamma = [3,43 \text{ Å} - d(002)]/\Delta$  [15], величина  $\gamma$  указывает вероятность (от 0 до 1) одновременной укладке соседних монослоев с образованием слоя элементарной решетки [15]; 2) параметр  $u$  находится из формулы  $d(002) = 3,440 - (3,440 - 3,354) \cdot u$  (2 —  $u$ ) Å и также определяет степень упорядоченности углеродистого вещества [24]; 3) величины  $d(002)$  и  $I/H(002)$  [27] (где  $I$  — амплитудное значение интенсивности,  $H$  — полуширина отражения); 4) полуширина линии 002 [9]; 5) параметры  $B_{112}/B_{110}$  (где  $B$  — интегральная интенсивность) и  $I_{112}/I_{110}$  — последняя называется коэффициентом трехмерной упорядоченности вещества и уменьшается с ростом дефектов в структуре графита [20]; 6) фактор формы (отношение полуширин линий 110 и 004); 7) коэффициент структурной анизотропии, равный  $I_{006}/I_{110}$  [16].

Для характеристики отражения 002 использовались параметры, предложенные К. Ландисом [27], т. е. межплоскостное расстояние  $d(002)$  и величина  $I/H$  рефлекса 002. Для оценки характера изменения интенсивности отражений использовались их амплитудные значения. Сопоставление на дифрактограммах различных графитов рефлексов 112 и 110 показывает, что использовать соотношение интегральных интенсивностей этих линий без учета их профилей, отражающих дефекты структуры графита, было бы неверно.

## графитов и некоторых углеродистых веществ

По работе [19]				По Б. Квядиной [26]				
Компонент	$n \cdot 10^4$ , %	$E_0^{**}$ , ккал/моль	$d(002)$ , Å	Компонент	$d(002)$ , Å	$u$	R, %	H/C
Явнокристаллические графиты	94	5,6	3,36	Графит (G)	3,354—3,357	1—0,567	9	0,005—1
Неполнокристаллические графиты	>80	<5,6	<3,42	Полуграфит (SG)	3,37—3,38	0,567—0,450	6,5—9	0,1—0,15
	<94	>5,3	>3,36					
Скрытокристаллические графиты	<80	<5,3	<3,45	Метаантрацит (МА)	3,38—3,40	0,45—0,269	3,0—6,5	0,15—0,2
	>70	>5,0	>3,42	Антрацит (А)	3,4	0,269	3	0,2
Графитоиды	<70	<5,0	<3,5					
	>57	>4,7	>3,45					
Шунгиты (сажи, кокс, стеклоуглерод, антрацит)	57	<4,7	>3,5					

Фактор формы и коэффициент структурной анизотропии могут использоваться лишь для сопоставления образцов, снятых в одинаковых условиях, поскольку они сильно зависят от ориентации препарата. Например, для плохо растектурированных образцов графита из пород амфиболитовой фации коэффициент структурной анизотропии всегда больше единицы [2], для тех же образцов на хорошо растектурированных препаратах получается величина менее 0,3. Относительное количество ромбоэдрической фазы определялось по соотношению интенсивностей линии  $10\frac{2}{3}$  (R) к сумме интенсивностей  $[100+101]$  (H).

Были исследованы графиты из метаморфических пород восточной части Балтийского щита. Краткая характеристика образцов приводится в табл. 2. Анализ порошкограмм показывает, что образцы можно разбить на следующие четыре группы (фиг. 2).

1. На порошкограмме не фиксируется четких дифракционных отражений. Характерно присутствие широких, размытых дифракционных максимумов в областях  $11-14^\circ$  и  $21-23^\circ$  по  $\theta$ . Положение первого максимума 0,349 нм. В отдельных случаях происходит расщепление этого максимума на два, что свидетельствует о присутствии двух фаз, которые можно представить как механическую смесь минералов (см. фиг. 2, а). Второй максимум, очевидно, обусловлен слиянием трех диффузионных пиков:  $100$  (H),  $10\frac{2}{3}$  (R) и  $101$  (H). Наиболее сильная из них  $100$  (H), равная 0,213 нм. Такая дифракционная картина характерна для смеси турбостратических графитов  $d_1$  и  $d_2$  [27].

2. Значительно увеличивается высота и уменьшается полуширина линии 002,  $d(002) = 0,390$  нм, появляется второе базальное отражение 004 и отражение 110 (см. фиг. 2, б). Аналогичная картина дифракции у высокотемпературного пирографита с двумерной структурой [8]. По классификации Ландиса это графит  $d_1$ .

3. Отражение 002 — резкое, острое,  $d(002) = 0,335$  нм, на дифрактограмме появляются пространственные отражения  $hkl$ , величина  $I_{112}/I_{110}$

Краткая характеристика изученных образцов

Таблица 2

Номер образца	Свита	Характеристика породы	Рудная минерализация	Характеристика графита			Температура регионального метаморфизма, °С
				размер частиц, мм	морфология и оптические свойства	распределение в породе	
1	Коласйоки	Филлит кварц-плагиоклаз-хлорит-серицитовый	Пирротин, мельниковит	<0,001 До 0,005	Тонкодисперсный, почти изотропный Единичные частицы, остроугольные, вытянутые, ячеистые, слабо анизотропные	Равномерное Полосы, скопления, параллельные сланцеватости	≥320—350 [1]
2	То же	Филлит кварц-плагиоклаз-хлорит-серицитовый	Пирротин, халькопирит	<0,001 До 0,01	Тонкодисперсный, почти изотропный Таблитчатый, анизотропный	Равномерное В прожилках с кальцитом и пирротинном	≥320—350 [1]
3	Томингская	Туффит кварц-серицит-хлоритовый с карбонатными прожилками	Пирротин	<0,001 До 0,04	Тонкодисперсный, почти изотропный Изометричный, слабо анизотропный, при увел. 350 виден струйчатый характер анизотропии	Полосы, скопления неправильной формы, линзочки	≥320—350 [1]
4	Панареченская	Филлит кварц-плагиоклаз-биотитовый	Пирит, пирротин, халькопирит, мельниковит	<0,001	Тонкодисперсный, анизотропный	Равномерное, на отдельных участках слагает поля, напоминая шунгит III	≤420—430 [1]
5	Виленгская	Сланец кварц-плагиоклаз-биотитовый	Пирротин, халькопирит-рутил	<0,001	То же	Послойное	≤420—430 [13]
6	Соваярвинская	Сланец кварц-биотит-роговообманковый	Рутил	До 0,01	Тонкочешуйчатый, анизотропный	Равномерное	≥420≤500 [1]
7	Хирвинаволоцкая	Сланец кварц-плагиоклаз-биотитовый	Пирротин	До 0,015	Тонкочешуйчатый, сильно анизотропный	»	540—550 [10]
8	Питкярантская	Сланец кварц-биотит-амфиболовый	Пирит	До 0,2	Таблитчатый, игольчатая форма, сильно анизотропный	»	615—640 [12]
9	То же	Прожилки кварц-хлоритовые	То же	0,05—0,1	Плотный, комковатый, сильно анизотропный	В прожилках с кварцем, хлоритом и микроклином	—
10	»	Прожилки кальцитовые	—	0,01—0,05	Плотный, комковатый, сильно анизотропный	В прожилках с кальцитом	—

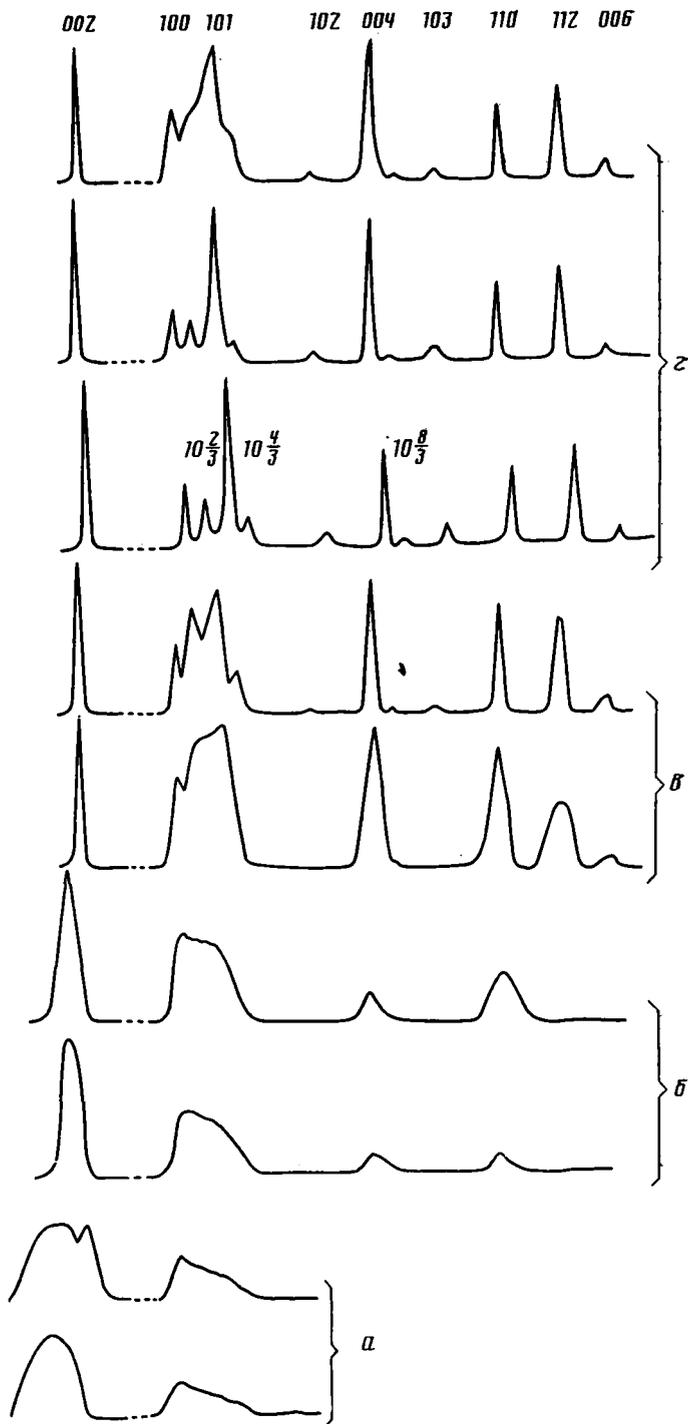
Рентгеновские характеристики графитов

Номер образца	$d(002)$ , нм	$I/H(002)$	Наличие других отражений	$I_{112}/I_{110}$	Количество ромбоэдрической фазы (3R), %	Число определений
1	0,349	1	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101	—	?	2
2	0,3490—0,3350	1	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101	—	?	2
3	0,3490	1	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101	—	?	1
4	0,3390	13	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101 $10\frac{4}{3}$ (3R), 004, 110	—	?	3
5	0,3350	16	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101 $10\frac{4}{3}$ (3R), 004, 110	—	?	1
6	0,3350	30	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101 $10\frac{4}{3}$ (3R), 004, $10\frac{8}{3}$ (3R), 110, 112, 006	0,5	>50	3
7	0,3350	45	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101, $10\frac{4}{3}$ (3R) 004, $10\frac{8}{3}$ (3R), 110, 112, 006	0,9	40—50	2
8	0,3350	46	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101, $10\frac{4}{3}$ (3R) 102, 004, $10\frac{8}{3}$ (3R), 103, 110, 112, 006	1,15	~20	4
9	0,3350	48	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101, $10\frac{4}{3}$ (3R) 102, 004, $10\frac{8}{3}$ (3R), 103, 110, 112, 006	1,1	20—30	2
10	0,3350	50	100, $10\frac{2}{3}$ (3R), 101, $10\frac{4}{3}$ (3R) 102, 004, $10\frac{8}{3}$ (3R), 103, 110, 112, 006	1,1	30—40	3

меньше единицы, отчетливо диагностируется значительное количество ромбоэдрической фазы (см. фиг. 2, в).

4. Порошковая дифрактограмма характеризуется полным набором пространственных отражений  $hkl$  (см. фиг. 2, г). Рефлексы узкие, присутствуют три порядка отражений  $h0l$  с  $l=1\div 5$ . О значительном увеличении степени трехмерной упорядоченности свидетельствует величина  $I_{112}/I_{110} > 1$ . Наряду с рефлексами гексагональной фазы графита присутствуют отражения  $10\frac{2}{3}$ ,  $10\frac{4}{3}$ ,  $10\frac{8}{3}$ , характерные для ромбоэдрической фазы.

Наиболее характерным отличием образцов первой, второй и третьей групп является обострение базальных отражений, причем межплоскостное расстояние  $d(002)$  изменяется от 0,349 до 0,335 нм; третья и четвертая группы различаются величиной трехмерной упорядоченности и соотношением гексагональной и ромбоэдрической фаз (табл. 3). Сопоставление рентгенограмм, а также анализ литературных данных позволяют



Фиг. 2. Дифрактограммы изученных графитов (характеристика образцов приведена в табл. 2)

*a* — графиты из зеленосланцевой фации, серицит-хлоритовой субфации (обр. 1, 2); *б* — графиты из зеленосланцевой фации, биотит-хлоритовой субфации (обр. 4, 5); *в* — графиты из эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной части амфиболитовой фации (обр. 6, 7); *з* — графиты из среднетемпературной части амфиболитовой фации (обр. 8—10)

предположить, что между веществами, принадлежащими к разным группам, возможны постепенные переходы.

Термический анализ явился дополнительным методом, позволившим индивидуализировать отдельные пробы и группы образцов. Термограммы были сняты на дериватографе системы Паулик и Эрдей. Пробы приготавливались по методике разбавления, предложенной Т. Н. Красавиной [7]. Общая навеска образца, составляла 200 мг (20 мг пробы + 180 мг  $Al_2O_3$ ); время нагревания 100 мин. Для описания термограмм были использованы общепринятые характеристики:  $T_{н.э}$  — температура начала экзоэффекта;  $T_{м.э}$  — температура максимума экзоэффекта;  $T_{к.э}$  — температура конца экзоэффекта. Термограммы графитов, так же как дифракционные картины, можно разделить на четыре группы (фиг. 3).

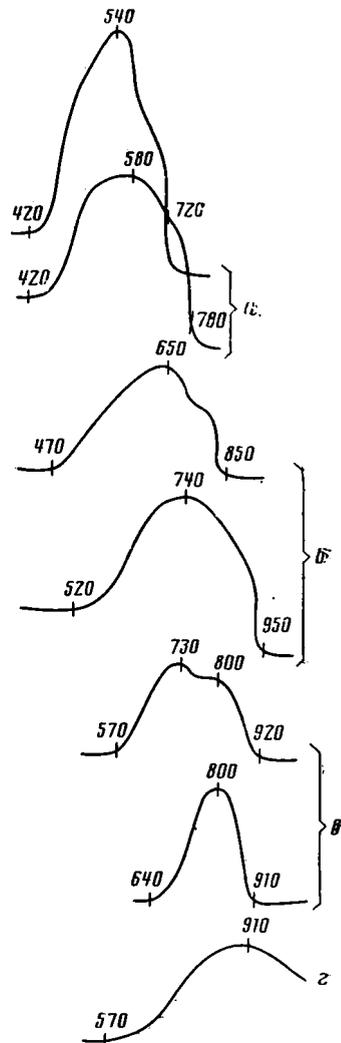
1.  $T_{н.э}$  400—420,  $T_{м.э}$  540—580;  $T_{к.э}$  700—800°С.

Разность в интервалах горения для отдельных образцов составляет 100°. Увеличение интервала горения и излом на кривой (см. фиг. 3, а) свидетельствуют о присутствии двух видов углеродистого вещества. Это предположение согласуется как с наблюдениями в аншлифах, так и с рентгеновскими характеристиками. В отраженном свете в кварц-серицит-хлоритовом сланце (см. табл. 2, обр. 2; фиг. 2, а) хорошо различаются два типа углеродистого вещества: 1) тонкодисперсное, почти изотропное, равномерно распределенное в породе и 2) более крупное, анизотропное, приуроченное к зонам смятия и рассланцевания; в обр. 1 наблюдается только тонкодисперсное углеродистое вещество. Соответственно на порошкограмме второго образца на фоне дифракционного максимума с межплоскостным расстоянием, равным 0,349 нм, выступает острое отражение 0,335 нм, характерное для графитов  $d_1$  и трехмерно-упорядоченных графитов (см. фиг. 2, а).

2.  $T_{н.э}$  470—520,  $T_{м.э}$  650—740,  $T_{к.э}$  850—870°С (см. фиг. 3, б). Углеродистое вещество представлено только тонкодисперсными частицами не более 0,001 мм. Сопоставление различных методов позволяет сделать вывод, что разброс температур начала экзоэффекта, составляющий 50°, не случаен, а связан с изменением в структуре углеродистых веществ. В обр. 5  $T_{н.э}$  выше чем в 4, при этом на рентгенограмме обр. 5 отражения 002, 004, 110 более резкие, чем обр. 4 (см. фиг. 2, б), что свидетельствует о более совершенной структуре.

3.  $T_{н.э}$  570—640,  $T_{м.э}$  730—800,  $T_{к.э}$  910—920°С (см. фиг. 3, в). Графит тонкоочушчатый, максимальный размер частичек 0,01—0,015 мм. Образцам с меньшей температурой начала горения соответствует меньшее значение коэффициента трехмерной упорядоченности (см. табл. 3, фиг. 2, в).

4. Четвертая группа характеризуется наибольшими интервалами  $T_{н.э}$  от 520—580 до 650—740°С и соответственно скользящим



Фиг. 3. Термограммы изученных графитов (характеристика образцов приведена в табл. 2)

а — графиты из зеленосланцевой фации, серицит-хлоритовой субфации (обр. 1, 2); б — графиты из зеленосланцевой фации, биотит-хлоритовой субфации (обр. 4, 5); в — графиты из эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной части амфиболитовой фации (обр. 6, 7); г — графиты из среднетемпературной части амфиболитовой фации (обр. 8)

максимумом экзоэффекта. Отличительная особенность — очень высокие ( $> 1000^\circ\text{C}$ ) температуры конца выгорания (см. фиг. 3, з). В эту группу входят только чешуйчатые графиты размером не менее 0,05 мм.

На формирование структуры графита оказывает влияние множество факторов: характер исходного вещества, вмещающей среды, степень подготовленности вещества к графитизации, давление, газовый режим и мн. др., но определяющим среди них несомненно является температура [11, 14, 17]. Проанализируем полученные результаты рентгеновского исследования в связи с данными по температурам регионального метаморфизма.

Образцы 1, 2, 3 первой группы были отобраны из кварц-серицит-хлоритовых сланцев свиты коласйоки, печенгской серии и томингской свиты имандра-варзугского комплекса. Они метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации при температурах несколько выше  $350^\circ\text{C}$  [1]. Образцы 4, 5 второй группы отобраны из биотитовых сланцев панареченской и виленгской свит, температура их метаморфизма не более  $430^\circ\text{C}$  [1]. В температурном интервале от 320 до  $430^\circ\text{C}$  межплоскостное расстояние  $d(002)$  уменьшается от 0,349 до 0,339 нм, отражения типа  $hkl$  на рентгенограммах отсутствуют. Это свидетельствует о том, что и в высокотемпературной части зеленосланцевой фации существует только неупорядоченный или слабоупорядоченный графит.

Образцы 6 и 7 представлены соответственно биотит-плагиоклаз-кварцевыми и биотит-амфибол-кварцевыми сланцами. Породы соваярвинской свиты (см. табл. 2) изменены в условиях эпидот-амфиболитовой фации при  $T$  420— $450^\circ\text{C}$  [1], а хирвиनावолокской — амфиболитовой, ее низкотемпературной части, при  $T$  540— $550^\circ\text{C}$  [10]. При температуре около  $500^\circ\text{C}$  межплоскостное расстояние  $d(002)$  достигает минимального (0,335 нм) значения (см. табл. 3), происходит формирование трехмерной структуры графита: появляется отражение 112 — широкое, слабое, величина  $I_{112}/I_{110}=0,5$ ; при температуре около  $550^\circ\text{C}$  это отношение равно 0,9 (фиг. 2, в).

Образец 8 отобран из графитовых сланцев питкьярнтской свиты (см. табл. 2), температура регионального метаморфизма в этом районе 615— $640^\circ\text{C}$  [12], кристаллы графита таблитчатой, реже игольчатой формы, равномерно распределены в породе. Образцы 9 и 10 представлены графитом из кварц-хлорит-микроклиновых и кальцитовых прожилков, развитых в сланцах питкьярнтской свиты. Графит в прожилках плотный, комковатый, чешуйки закрученные неправильной формы. Коэффициент трехмерной упорядоченности для графитов из обр. 8—10 равен 1,1—1,15 (см. табл. 3), но дифракционные картины у них несколько отличны. На рентгенограмме обр. 8 все дифракционные максимумы острые, а для обр. 9 и 10 можно отметить уширение рефлексов  $h0l$  и перераспределение интенсивностей рефлексов  $hkl$  (см. фиг. 2). Это, видимо, объясняется условиями образования графитовых прожилков в результате деятельности гидротермальных растворов при 420— $380^\circ\text{C}$  [17].

Приведенные выше материалы и анализ литературных данных по зависимости структуры природных графитов от температуры [2, 7, 9, 17, 22, 23, 26] позволяют перейти к проблеме графитового термометра. При этом должны быть четко выяснены следующие основные положения: 1) каковы пределы изменения параметра, который кладется в основу термометра; 2) точность инструментального метода для измерения этого параметра; 3) температурный интервал, в котором происходит это изменение, и 4) возможности калибровки графитового термометра. Остановимся подробнее на каждом из этих вопросов.

1. Совершенствование структуры графита включает в себя как упорядочение индивидуальных слоев, так и упорядочивание углеродных слоев по отношению друг к другу. Различная степень структурного совершенства графита, как указывалось выше, находит свое отражение в его дифракционных особенностях. Если проанализировать эти особенности для графитов, образовавшихся в различных природных условиях, то

можно установить, что с повышением температуры происходит увеличение степени структурной упорядоченности и изменение параметров элементарной ячейки. Так, в диапазоне температур от 320 до 500°С величина межплоскостного расстояния  $d$  (002) уменьшается на 0,014 нм (от 0,349 до 0,335 нм). Считая, что уменьшение  $d$  линейно зависит от температуры, получим, что на каждые 20° оно составляет 0,0015 нм. В высокотемпературной (>500°С) области параметр  $s$  фактически не изменяется (см. табл. 3), и мерой изменения температуры может служить величина  $I_{112}/I_{110}$ . При температурах от 420—500 до 550°С коэффициент трехмерной упорядоченности растет до единицы, в интервале от 550 до 640°С он увеличивается лишь до 1,15; при дальнейшем росте температуры прямая пропорциональность нарушается. Первая зона перспективна для градуировки графитового термометра, а во второй — параметр  $I_{112}/I_{110}$  перестает работать. Вероятно, в высокотемпературной области следует искать другие дифракционные критерии, связанные с изменением структурных свойств минералов.

2. Достоверность оценки межплоскостного расстояния  $d$  (002) на порошкограммах графитов обусловлена как инструментальной погрешностью, которая невелика в этом интервале температур, так и формой рефлекса. Профиль отражений зависит от степени трехмерной упорядоченности графита, степени его дефектности и величины областей когерентного рассеяния. При уширении рефлекса 002 снижается точность определения соответствующего межплоскостного расстояния. Оценка этой точности показала, что для графитов, образовавшихся при  $T$  320—400°С и имеющих наилучшую степень окристаллизованности, погрешность составляет  $\pm 0,0015$  нм, а при  $T > 400$ °С — уменьшается до  $\pm 0,0005$  нм. Что касается величины  $I_{112}/I_{110}$ , то, поскольку межплоскостные расстояния отражений 112 и 110 близки, оценка интенсивностей этих рефлексов практически не зависит от погрешности измерения, что подтверждается нашими экспериментальными данными.

3. Для того чтобы отградуировать любой новый термометр, нужны или экспериментальные данные по графитизации углеродистого вещества, или минеральные парагенезисы, сосуществующие с графитом, позволяющие провести оценку температур их образования. Надежные экспериментальные данные на сегодняшний день отсутствуют, поэтому реальным представляется только второй путь. Он имеет определенные недостатки. Основной из них — отсутствие «сквозного» термометра, встречающегося в углеродсодержащих породах в широком температурном интервале.

Для правильного определения температуры регионального метаморфизма необходимо предъявлять жесткие требования к отбору образцов. Температура — основной, но не единственный фактор, влияющий на структуру графитов. Так, в углеродсодержащих породах в зонах смятия (см. табл. 2, фиг. 2, обр. 2), в гидротермальных прожилках (см. табл. 2, фиг. 2, обр. 9, 10) графит будет отличаться по своим оптическим и структурным характеристикам от того, который равномерно распределен в породе [5, 6, 17]. Без учета этого положения невозможно интерпретировать полученные рентгеновские данные. Прежде чем выделять графит, необходимо тщательно изучить образец в проходящем и отраженном свете. Только убедившись в том, что графит равномерно распределен в породе и его образование не связано с наложенными процессами, можно использовать его для термометрии.

Свою ближайшую задачу авторы видят в получении большого числа достоверных структурных и дифракционных характеристик различных графитов, определении составов минералов, сосуществующих с графитом, и построении на этой основе графитового термометра.

#### Литература

1. Беляев О. А., Загородный В. Г., Петров В. П., Волошина З. М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.
2. Бискэ Н. С. Результаты рентгено- и термографического изучения графитов Ладжского комплекса. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1982, ч. III, вып. 5, с. 598—605.

3. Блюман Б. А., Дьяконов Ю. С., Красавина Т. Н. Изменение структурного состояния графита при прогрессивном региональном метаморфизме.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5, с. 1198—1200.
4. Блюман Б. А., Дьяконов Ю. С., Красавина Т. Н., Павлов М. Г. Использование термо- и рентгеноструктурных характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, вып. 1, ч. 103, с. 95—103.
5. Годлевский М. Н., Фирсова С. О., Заскинд Е. С. и др. Некоторые методические вопросы изучения рассеянного углеродистого вещества (на примере продуктивной толщи печенгской серии).— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981, ч. 110, вып. 1, с. 45—58.
6. Годлевский М. Н., Фирсова С. О. Морфологические и структурные особенности углеродистого вещества продуктивной толщи печенгской серии.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. (тез. докл. V Всесоюз. совещ.). Алма-Ата: Наука, 1981, с. 88—89.
7. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
8. Курдюмов А. В., Пилянкевич А. Н. Об интенсивности линий на рентгенограммах графитовых структур.— Кристаллография, 1968, т. 13, вып. 2, с. 120—128.
9. Мельник Ю. П., Яроцук М. А., Русько Ю. А. Графит в железисто-кремнистых породах Криворожья и его эволюция при метаморфизме.— Геол. журн., 1975, вып. 3, с. 25—33.
10. Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л.: Наука, 1975. 139 с.
11. Мазор Ю. Р., Пронина Н. В. Основные факторы графитообразования.— В кн.: Междунар. геол. конгресс. 26-я сессия. Докл. сов. геол. Ресурсы энергетического сырья. М.: Наука, 1980, с. 126—135.
12. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
13. Попов М. Г., Шипцова И. Е., Федюк А. В. Углеродсодержащие сланцы Каменноозерской структуры.— В кн.: Оперативно-информационные материалы за 1976 г. (геология и минеральное сырье). Петрозаводск: Геологический ин-т Карельского ф-ла АН СССР, 1977, с. 50—54.
14. Пронина Н. В. Условия графитообразования в Тунгусском бассейне: Автореф. канд. дис. МГУ, 1980. 20 с.
15. Структурная химия углерода и углей/Под ред. Касаточкина В. И. М.: Наука, 1969. 305 с.
16. Фялков А. Ф. Формирование структуры и свойств углеграфитовых материалов. М.: Металлургия, 1965. 250 с.
17. Фирсова С. О. Метаморфизм углеродистого вещества в породах докембрия восточной части Балтийского щита: Автореф. канд. дис. МГУ, 1982. 22 с.
18. Шенгелиа Д. М., Ахаледиани Р. А., Кецховели Д. М. Графитовый термометр.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 6, с. 1407—1408.
19. Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования/Под ред. Соколова В. А. Петрозаводск: Карелия, 1975. 239 с.
20. Юрковский И. М. О некоторых морфологических формах природного графита.— В кн.: Тр. Всесоюз. н.-и. и проектно-технол. ин-та электроугольных изделий, 1972, г. 2, с. 10—16.
21. Юрковский И. М., Романюха А. М. Исследования графита Завальевского месторождения.— ХТТ, 1974, № 4, с. 25—30.
22. Diessel C. F. K., Offler R. Change in physical properties of coalified and grafitised phytoclasts with grade of metamorphism.— Neues Jahrb. Monatsh., 1975, H. 1, S. 11—26.
23. Diessel C. F. K., Brothers R. K., Black P. M. Coalification and graphitization in high-pressure schists in New Caledonia.— Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 68, p. 63—78.
24. Franklin R. K. The structure of graphitic carbon.— Acta Crystallogr., 1951, v. 4, p. 253—261.
25. French B. M. Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed Precambrian iron formation.— Science, 1964, v. 146, p. 917—918.
26. Kwiecinska B. Mineralogy of natural graphites.— Prace mineralogiczne, 1980. 87 p.
27. Landis C. A. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks.— Contrib. Mineral. Petrol., 1971, v. 30, p. 34—45.

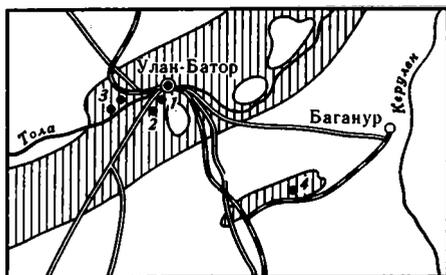
УДК 552.38 : 552.51 (517)

## УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ КРЕМНИСТО-ГИДРОСЛЮДИСТЫЕ АЛЕВРОЛИТЫ МНР КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА ЛЕГКОГО ЗАПОЛНИТЕЛЯ БЕТОНОВ

КОМАРОВ Ю. В., ЯКИМОВ В. М.

Обсуждается возможность использования углеродсодержащих кремнисто-гидрослюдистых отложений Монголии в качестве сырья для производства легкого заполнителя бетонов. Показано, что перспективные участки распространения углеродсодержащих пород связаны с нижнекарбонowymi и нижнепермскими отложениями Центральной и Восточной Монголии.

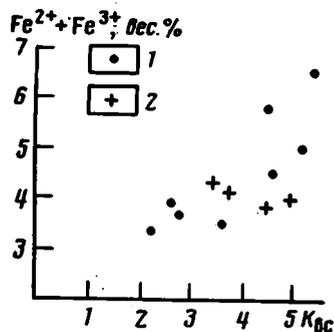
Легкие заполнители теплоизоляционных и конструктивно-теплоизоляционных облегченных бетонов, за исключением вулканических шлаков, получают в результате обжига глин, перлитов, алевролитов, а также углеродсодержащих сланцев. Различают *мокрый* способ производства легких заполнителей бетонов из пластичных глин и *сухой* — из литифицированных пород. Последний исключает из технологического цикла ряд операций, таких как сезонная заготовка глин и предохранение ее от смерзания в зимнее время, замес глины, формование гранул, их сушка, что ведет к сокращению технологического оборудования, численности обслуживающего персонала, уменьшению потребления энергии, а в конечном итоге — к уменьшению себестоимости готовой продукции. При мокром способе производства керамзита из глин возможно получение только керамзитового гравия, фракции от 5—10 до 30—40 мм. Мелкий легкий заполнитель (песок), потребность которого примерно равна потребности крупного, получают или в результате обжига перлитов, или дроблением крупной фракции керамзита. В последнем случае часть материала истирается и уходит в отходы. При сухом способе изготовления легких заполнителей литифицированные алевролиты и аргиллиты после дробления поступают в обжиговые печи, на выходе которых получают крупную и мелкую фракции легких заполнителей. Сокращенная энергосберегающая технология, возможность получения заполнителя разных фракций ведет к тому, что сухой способ производства легких заполнителей находит более широкое применение, особенно в промышленно развитых странах. В Советском Союзе легкий заполнитель из гидрослюдистых и кремнисто-углеродистых сланцев и алевролитов обычно называют *легкий керамзитоподобный материал, получаемый при обжиге глинистых сланцев*, или *керамзит, получаемый при обжиге глинистых сланцев*, или *керамзитоподобный гравий*. Все эти названия нельзя признать удачными либо из-за их многословности, либо из-за несоответствия получаемому материалу. В США, например, керамзитоподобный материал из глинистых сланцев не называется керамзитом, а имеет свои фирменные названия — хандит, сельсильд, базалейт, роклейт, гравелит, материалит и т. д. [8]. Легкий заполнитель бетонов из литифицированных пород отличается от керамзита не только исходным сырьем и технологией производства, но и тем, что готовый продукт имеет лишь для него свойственный облик, форму и физико-механические показатели. Для того чтобы все эти отличия, а значит и соответственно несколько иные потребительские свойства, увязать в едином понятии, и следует этот материал назвать по-новому, так же как в свое время были названы керамзит, шунгизит и вспученный перлит. Все они имеют одно предназначение (как легкие заполнители бетона и как теплоизоляционный насыпной материал), все они принципиально получаются в результате



Фиг. 1

Фиг. 1. Схема распространения отложений хэнтэйской серии (заштрихованный участок) в Приулан-Баторском и Баганурском районах

Участки углеродсодержащих кремнисто-гидрослюдистых алевролитов: 1 — Дунд-Богин-Ула; 2 — Алдар-Тологой; 3 — Сонгин-Ула; 4 — Булуктайское



Фиг. 2

Фиг. 2. График зависимости коэффициента вспучивания кремугита от содержания железа в исходной породе

1 — углеродсодержащие кремнисто-гидрослюдистые туфоалевролиты хануйской серии; 2 — углеродсодержащие кремнисто-гидрослюдистые алевролиты хэнтэйской серии

обжига, однако разное исходное сырье дает различающийся конечный продукт. Поэтому легкий заполнитель из кремнисто-углеродистых и гидрослюдистых сланцев и алевролитов мы предложили назвать *кремугитом*. Термин является производным от кремнисто-углеродистых алевролитов, которые являются сырьем для производства данного материала.

В МНР, где производство легких заполнителей ограничено керамзитом, а потому ощущается недостаток легкого заполнителя мелких фракций, достаточно широко распространены породы, пригодные для их производства. Способностью к вспучиванию обладают углеродсодержащие кремнисто-гидрослюдистые алевролиты, туфоалевролиты и их песчаные разности. При этом содержание тонкого псаммитового материала до 25—30% практически не сказывается на коэффициенте вспучивания, в то же время легкие заполнители из песчаных алевролитов и туфоалевролитов имеют несколько большую прочность. Содержание песчаного материала в количестве более 25—30% уменьшает способность пород к вспучиванию.

Породы, пригодные для производства кремугита, выявлены в Улан-Баторском и Баганурском промышленных районах (фиг. 1) в составе нижнекарбонových отложений хэнтэйской серии и установлены в районе г. Эрдэнэта в разрезе хануйской серии перми. Подробные же породы отмечаются и в других районах.

Нижнекарбонové отложения хэнтэйской серии подразделяются на две толщи: нижнюю — песчано-алевролитовую и верхнюю — песчаниковую. Видимая мощность нижней толщи — от 400 до 1400 м [2]. Она сложена тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, сланцами, а также яшмами и туффитами. Интерес представляют темные, темно-серые и серые углеродсодержащие кремнисто-гидрослюдистые алевролиты, обычно тонко переслаивающиеся со слабопесчанистыми алевролитами или со светлыми кремнистыми алевролитами. Все эти породы содержат примесь тонкого пеплового материала, количество которого увеличивается в светло-серых прослойках. Прослойки имеют чрезвычайно выдержанную мощность (от долей миллиметра до 2 см), а пачки тонкого переслаивания прослеживаются на большие расстояния. Мощность горизонтов, сложенных тонкообломочными породами, может достигать 200 м. Они в основном и представляют интерес, ибо слагающие их породы вспучиваются, хотя степень вспучивания каждой литологической

## Химический состав углеродсодержащих кремнисто-гидрослюдистых алевролитов из Приулан-Баторского района

Компонент	Дунд-Богин-Ула				Алдар-Тологой				Сонгин-Ула				
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	61,43	62,83	63,88	64,47	62,91	65,31	65,61	66,32	60,10	62,83	64,44	66,76	67,76
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,74	0,74	0,70	0,75	0,66	0,67	0,62	0,72	0,75	0,63	0,61	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,25	19,00	17,25	17,40	18,35	17,30	16,50	16,80	17,60	17,60	17,25	16,05	14,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,55	1,64	1,41	1,46	1,08	1,30	1,85	0,95	1,57	0,95	1,46	1,28	1,22
FeO	2,92	2,63	3,19	2,91	3,74	2,86	2,48	3,15	3,45	3,39	2,67	2,86	2,56
MnO	0,06	0,08	0,07	0,07	0,09	0,09	0,08	0,07	0,10	0,08	0,06	0,08	0,08
MgO	1,59	1,62	1,78	1,73	1,91	1,67	1,77	1,51	2,48	2,05	1,47	1,55	1,85
CaO	2,17	1,45	1,48	1,46	1,34	1,64	1,37	1,58	3,00	2,34	1,26	1,41	2,08
Na <sub>2</sub> O	3,55	3,94	3,79	3,91	2,89	3,16	3,21	3,18	3,50	3,79	3,38	3,59	3,96
K <sub>2</sub> O	4,26	3,80	3,78	3,63	4,15	3,63	3,35	3,77	3,74	3,44	3,51	3,19	2,64
S	Не обн.	Не обн.	Необн.	0,04	0,11	Не обн.	Необн.	0,06	0,02	Необн.	0,05	Необн.	0,01
C <sub>орг</sub>	0,24	0,10	0,04	0,04	0,07	0,05	0,05	0,13	0,02	0,10	0,23	0,13	Не обр.
CO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	0,22	0,55	0,11	0,11	0,11	0,11	0,55	Необн.	Необн.	0,11	0,66
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,45	2,20	1,68	1,57	2,51	2,15	2,27	1,97	2,21	2,21	2,45	2,04	1,19
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,10	0,10	0,02	0,13	0,08	0,15	Не обн.	0,13	0,07	0,32	0,08	0,13
Сумма	100,37	100,13	99,41	99,96	100,14	100,01	99,47	100,22	99,19	99,6	99,18	99,72	99,41
K <sub>вс</sub>	—	—	—	—	—	3,8	3,5	—	—	—	—	—	—

\* K<sub>вс</sub> — коэффициент вспучивания.

разности несколько различна. Тонкообломочные породы имеют бласто-алевритовую и бластопелитовую структуры и микросланцевую текстуру. Состоят они из гидрослюд, альбита и кварца. Остальные минералы — серицит, гидробиотит, биотит, хлорит, каолинит и др. присутствуют как второстепенные в переменном количестве.

Гидрослюды образуют войлокоподобные скопления грязно-зеленоватого цвета, состоящие из микрочешуйчатых, иногда изогнутых или сегментированных удлиненных частиц. В осветленных кремнистых разновидностях алевролитов, обогащенных вулканическим пепловым материалом, количество гидрослюд заметно уменьшено и, вероятно, представлены они здесь преимущественно тонкими чешуйками серицита, возможно, гидромусковита, образуя серицит(гидромусковит)-альбит-кварцевый агрегат.

Иногда по гидрослюдам развивается тонкочешуйчатый биотит, образуя редкие, рассеянные, бесформенные или удлиненные чешуйки размером до 0,01 мм. Кварц и полевой шпат, присутствующие в основной массе, имеют размеры 0,005—0,03 мм, а потому трудно диагностируются. В песчаных алевролитах размеры их обломков редко превышают 0,3 мм, а количество варьирует от 5 до 30%. Углеродистое вещество присутствует в виде редкой рассеянной пылевидной вкрапленности размером 0,004—0,02 мм, образуя иногда линзовидные обособления, ориентированные по слоистости. Размер обособлений по длинной оси не превышает 0,1—0,2 мм. Содержание C<sub>орг</sub> в алевролитах колеблется от 0,2 до 0,23% (табл. 1).

В Приулан-Баторском районе установлено несколько участков (Дунд-Богин-Ула, Алдар-Тологой, Сонгин-Ула, Тахильтуин-Ама и др.), углеродсодержащие алевролиты которых обладают способностью к вспучиванию при обжиге, а горно-геологические условия и прогнозные запасы сырья позволяют рекомендовать их для дальнейшей оценки и разведки.

Участок Дунд-Богин-Ула сложен 200-метровым горизонтом темно-серых углеродсодержащих кремнисто-гидрослюдистых алевролитов, среди которых встречаются пропластки их песчаных разновидностей и более светлых кремнисто-гидрослюдистых туфоалевролитов. Горизонт протягивается на несколько километров, обнажаясь в скальных выходах на левобережье р. Толы в 0,5 км от домостроительного комбината. Породы

Химический состав углеродсодержащих кремнисто-гидрослюдистых алевролитов Булуктайского и Мунустайского месторождений

Компонент	Булуктайское		Мунустайское						
	1	2	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	64,52	65,10	62,33	67,42	73,30	65,50	69,70	69,90	72,40
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,77	0,84	0,81	0,54	0,57	0,57	0,54	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05	16,80	18,55	14,35	11,90	14,50	15,00	14,50	13,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,11	1,31	1,18	1,27	0,67	1,29	0,97	1,17	0,96
FeO	2,99	2,65	3,86	4,62	3,03	5,25	2,96	3,38	2,55
MnO	0,05	0,06	0,10	0,17	0,07	0,11	0,09	0,10	0,07
MgO	1,64	1,84	0,95	0,81	0,64	0,94	0,70	0,71	0,63
CaO	1,78	1,47	0,87	1,47	1,04	1,09	1,05	0,70	0,59
Na <sub>2</sub> O	3,17	2,44	5,23	3,63	3,75	4,81	5,11	5,78	4,13
K <sub>2</sub> O	3,86	4,06	5,28	2,90	2,88	2,57	3,22	2,23	2,80
S	0,07	0,07	Не обн.	0,03	Не обн.	0,01	0,01	0,02	0,03
C <sub>орг</sub>	0,68	0,78	0,41	0,56	0,78	0,44	Не обн.	0,08	0,34
CO <sub>2</sub>	Не обн.	0,44	Не обн.	0,33	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,73	1,64	0,50	1,08	0,66	2,21	0,51	0,93	1,55
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,54	0,03	0,08	0,08	0,35	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,60	99,97	100,13	99,53	99,34	99,64	99,89	100,04	99,80
K <sub>вс</sub>	5,0	4,6	5,2	4,5	2,8	5,4	2,6	4,7	3,6

Примечание. Все анализы выполнены классическим методом в Институте земной коры СО АН СССР. Аналитики Н. Г. Таскина, Т. А. Лахно.

имеют моноклиальное залегание с падением на север под углом 40—50°. Продуктивный горизонт подстилается горизонтом переслаивания, в котором заметно возрастает количество пропластков туфоалевролитов, песчаных алевролитов и тонкозернистых песчаников. Прогнозные запасы на участке весьма большие.

Участок Алдар-Тологой расположен в 10—12 км от Улан-Батора на небольшой возвышенности, которая при протяженности 1200 м, ширине 400, возвышается над местностью на 70 м. Возвышенность сложена серыми среднезернистыми песчаниками и углеродсодержащими кремнисто-гидрослюдистыми алевролитами. Последние слагают среди песчаников три сближенных участка, пригодных для открытой разработки. Породы имеют моноклиальное падение на северо-запад под углами 45—60° и осложнены пологими флексурами.

Участок Сонгин-Ула находится в 18—20 км от Улан-Батора в восточной части одноименного хребта, где отложения хэнтэйской серии при общем северо-восточном простирании имеют падение в северных румбах под углами 40—65°. Здесь выявлены достаточно однородные горизонты мощностью от 70 до 120 м, сложенные темно-серыми углеродсодержащими кремнисто-гидрослюдистыми алевролитами, их песчаностями разностями, иногда с переходами к углеродсодержащим тонкозернистым песчаникам. Продуктивные горизонты осложнены флексурными перегибами, складками с размахом крыльев до первых сотен метров и разломами северо-восточного и северо-западного направлений, по которым отмечаются вертикальные и горизонтальные смещения на десятки метров.

В Баганурском промышленном районе углеродсодержащие алевролиты, пригодные для производства легкого заполнителя, установлены в разрезе хэнтэйской серии, которая сохранилась здесь в виде крупных ксенолитов и в провесах кровли среди гранитов в западном борту Бурулжитинской впадины вблизи железнодорожного разъезда Булуктай (см. фиг. 1). На Булуктайском участке отложения хэнтэйской серии слагают выходы площадью от 0,5 до 3 км<sup>2</sup>. Они характеризуются довольно выдержанным разрезом по латерали и имеют субмеридиональное простирание с падением на восток под углами 45—60°. Общее моноклиальное залегание осложнено флексурами, редкими открытыми симметричными складками и разрывными нарушениями. Наблюдаются единичные

дайки гранит-порфиров. В разрезе установлены два сближенных горизонта алевролитов, пригодных для производства кремугита, разделенных 200-метровой пачкой чередования алевролитов и среднезернистых песчаников. Мощность нижнего горизонта составляет приблизительно 200 м, верхнего — 400—500 м. Оба горизонта сложены достаточно однородными темно-серыми до черного кремнисто-углеродистыми алевролитами, слабопесчанистыми. Горизонты без существенных изменений состава и строения прослеживаются с перерывом более чем на 3 км. В отличие от Приулан-Баторского района здесь углеродсодержащие кремнисто-гидрослюдистые алевролиты слабо ороговикованы, в связи с чем в них появляются новообразования биотита, количество которого может достигать 10%. Это обычно тонкочешуйчатые выделения или столь же мелкие скопления, плеохроирующие в своих обычных цветах или же в светло-буроватых до почти бесцветного. По химическому составу (табл. 2) породы близки к алевролитам из Приулан-Баторского района (см. табл. 1), отличаясь лишь более повышенным содержанием углеродистого материала, количество которого может достигать 0,78%. Последний присутствует в виде тонко и равномерно распыленного материала, что придает породе темно-серый, почти черный цвет.

В Эрдэнэтском промышленном районе черные углеродсодержащие, альбит-гидрослюдистые и кварц-альбит-гидрослюдистые туфоаргиллиты, туфоалевролиты и песчанистые туфоалевролиты выявлены в разрезе туффитовой толщи хануйской серии нижней перми [6] на участке Мунустай в 50 км от г. Эрдэнэта. Продуктивный горизонт месторождения обнажается на левом склоне долины Мунустай-Гола и имеет мощность 200—250 м при превышении склона над долиной около 100 м и протяженности продуктивного горизонта не менее 0,7—1 км.

Туфогенно-осадочная толща имеет моноклинальное залегание и меридиональное или субмеридиональное простирание с крутым падением (от 70° и круче). Продуктивный горизонт подстилается и перекрывается переслаиванием туфоалевролитов и туфопесчаников, в которых залегают согласно дайки сиенит-порфиров и порфиритов. Породы продуктивного горизонта имеют темный, часто почти черный цвет и раковистый излом. Темная окраска пород определяется присутствием углеродистого материала, равномерно распределенного в породе в виде пылевидной вкрапленности размером 0,006—0,04 мм, иногда до 0,1—0,2 мм. Содержание гидрослюды колеблется от 25 до 60%, а размер зерен основной массы — от 0,001 до 0,02 мм. В породе наблюдается примесь тонкого леплового материала. Тонкопсаммитовая примесь, представленная обломками полевых шпатов и стекла, подверглась замещению альбит-слюдистым агрегатом. Их размеры, как и размеры обломков кварца, колеблются от 0,01 до 0,02 мм. В алевритистых песчаниках обломочная часть составляет до 60% породы. В этом случае в составе обломков присутствуют также эффузивы, главным образом трахиты. Химические анализы пород приведены в табл. 2.

Лабораторный обжиг углеродсодержащих кремнисто-гидрослюдистых алевролитов рассмотренных участков показал, что все они обладают способностью к вспучиванию, причем коэффициент вспучивания колеблется от 2,6 до 5,2 (см. табл. 1, 2). Усредненные характеристики кремугита из разных районов МНР приведены в табл. 3. Сопоставление химического состава кремнисто-гидрослюдистых алевролитов (см. табл. 1, 2) показывает, что туфоалевролиты хануйской серии характеризуются более широкими пределами вариации и в целом богаче кремнеземом. Описываемые породы по составу близки к сланцам Читинской области и богаче кремнеземом, чем кремнисто-гидрослюдистые алевролиты других регионов [3, 5, 7]. Сравнение с подобными породами известного месторождения Адек-Су [9], которое обеспечивает сырьем производство легкого заполнителя в ряде областей Казахстана, в том числе и в г. Алма-Ате, показывает, что кроме повышенного содержания кремнезема кремнисто-гидрослюдистые отложения МНР содержат меньше углеродистого материала и железа. Они содержат больше кремнезема и по

## Технические характеристики кремугита из разных районов МНР

Район или месторождение	$K_{вс}$	$\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	Марка по насыпной плотности (ГОСТ 9757-83)	Марка по прочности (ГОСТ 9757-83)
Приудан-Баторский	3,4	0,83	450	П-125
Булуктайское	4,7	0,56	300	—
Мунустайское	3,6	0,73	400	П-35 до П-125*

\* Приведены пределы колебания определений в серии испытаний на прочность. Испытания выполнены в соответствии с требованием ГОСТ 9759-77 и ГОСТ 25264-82 в Институте земной коры СО АН СССР и Иркутском политехническом институте В. М. Якимовым и Л. В. Пери.

сравнению с шунгитсодержащими сланцами Карелии [4]. Устойчивой зависимости коэффициента вспучивания от химического состава сырья не наблюдается. Существует лишь общая тенденция уменьшения вспучиваемости с увеличением содержания кремнезема более 69%. В то же время ни отношение щелочей [4], ни содержание и степень окисленности железа [1], ни содержание конституционной воды или органики воспроизводимой корреляции с коэффициентами вспучивания не показывают. Для разного сырья из различных районов связь состава и способность к вспучиванию выражаются по-разному. Так, для туфоалевролитов Мунустайского месторождения наблюдается увеличение коэффициента вспучивания с увеличением суммы железа ( $Fe^{3+} + Fe^{2+}$ ), а для углеродсодержащих кремнисто-гидрослюдистых алевролитов хэнтэйской серии такая зависимость не устанавливается (фиг. 2.). Можно полагать, что главной характеристикой, определяющей способность пород к вспучиванию, является минеральный состав. Несомненно, положительно сказывается присутствие в породах углеродистого материала даже в ничтожных количествах, так же как и примесь стекловатого пеплового вулканического материала и степень диагенеза пород, благоприятная для образования гидрослюд.

Приведенные материалы показывают, что на территории МНР имеется сырье производства легкого заполнителя бетонов, причем в непосредственной близости к промышленным районам. Сырье это представляет собой углеродсодержащие кремнисто-гидрослюдистые алевролиты нижнекарбонových и нижнепермских отложений, которые достаточно широко развиты в Центральной и Восточной Монголии и прослеживаются в Прибайкалье и Забайкалье. Поэтому прогнозные запасы сырья даже на уже известных участках и месторождениях в состоянии обеспечить потребность МНР в этом сырье. С общегеологических позиций весьма вероятно их обнаружение и в западных областях республики, где еще нет производства легких заполнителей и где потребность в них весьма острая, а также в районах Восточной Сибири.

## Литература

1. Вигиньш Э. Я. — В кн.: Керамзит и аглопорит как строительный материал. М.: Недра, 1966, с. 91—102.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. М.: Недра, 1972. 583 с.
3. Григорович М. Б., Немиральная М. Г. Минеральное сырье для получения заполнителей легких бетонов. М.: Недра, 1983. 78 с.
4. Калинин Ю. К., Горлов В. И., Лазарева Т. Н. — В кн.: Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1981, с. 22—45.
5. Керамзитовые глины и глинистые сланцы УССР. Киев: НИИСМИ, 1971. 107 с.
6. Моссаковский А. А., Томортоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976.
7. Шустер Р. Л. Керамзитовые глинистые породы Казахстана. Препринт КазНИИМС. Алма-Ата: 1972. 47 с.
8. Шустер Р. Л. Критерии и методика оценки вспучиваемости сланцев и аргиллитов и опыт получения на их основе пористых заполнителей в СССР и за рубежом. Препринт КазНИИМС. Алма-Ата: 1974. 22 с.
9. Шустер Р. Л., Рахимова Р. А. Сланцы как сырье для получения легких заполнителей бетона. М.: Недра, 1974. 64 с.

УДК 549.743.21

## **ВАЖНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ ДАВСОНИТОВ**

**АЗИЗОВ А. И.**

В статье рассмотрены основные закономерности локализации давсонитов и выделены природные факторы, контролирующие их образование.

Содовые месторождения, не считая незначительных содовых накоплений в донных отложениях современных содовых озер, в Советском Союзе пока не известны. Трудность их поисков обусловлена отсутствием четкого представления об условиях их образования и закономерностей размещения. То же относится и к другому содосодержащему сырью — давсониту. Высокие (25—35%) валовые содержания последнего в пластовых залежах встречены пока только в Припятском прогибе (здесь имеется в виду Заозерный участок, где, по предварительным оценкам, общие запасы давсонита составляют несколько десятков миллионов тонн). В другом давсонитовом районе — Кузбассе при значительно больших прогнозных запасах, по имеющимся в настоящее время данным, валовые содержания полезного компонента в породах в лучшем случае составляют 5—10%. Более мелкие проявления давсонита известны в других районах нашей страны. В этой связи возникают вопросы о том, являются ли Припятский прогиб и Кузбасс оптимальными давсонитоносными районами; о закономерностях распространения крупных скоплений давсонита в указанных районах; а также о том, в какие другие районы следовало бы направить дальнейшие поисковые работы с целью обстоятельной прогнозной оценки перспектив их давсонитоносности и выделения наиболее перспективных объектов для более детальных исследований. Имеющиеся в настоящее время данные по Припятскому прогибу и Кузбассу не вселяют надежд на то, что добыча давсонита в них коренным образом изменит существующую структуру производства соды в стране.

Пока поисковые работы на соду ведутся по рекомендациям сотрудников ВНИИгеолнеруд Ю. В. Баталина и Е. Ф. Станкевича на основе гипергенно-осадочной гипотезы образования ее месторождений. Поиски, оказавшиеся безуспешными, проводились на основании находок проблематичных проявлений соды в западном Притиманье, пермском Приуралье, по признаку наличия сульфатов натрия (предполагается почти совместное нахождение крупных скоплений сульфатов натрия и соды) в Южном Казахстане. Поиски давсонита ведутся в районах с ранее известными его проявлениями, либо на основе гипергенно-осадочной гипотезы образования наиболее крупных скоплений этого минерала.

Суть гипергенно-осадочной гипотезы заключается в том, что месторождения соды и давсонита образуются в бессточных котловинах в аридных условиях при поступлении содового компонента в составе вод содового гидрохимического типа из зоны гипергенеза областей питания. Отсюда прежде всего в качестве объектов для поисков месторождений и соды, и давсонита рассматриваются комплексы континентального генезиса, насыщенные содовыми водами. В качестве детализирующего фактора рассматривается наличие сульфатов натрия. Природные воды содового типа могут содержать сульфат натрия. Вследствие этого часто из таких вод вначале кристаллизуются сульфаты натрия, прежде всего мирабилит. Не случайно известные за рубежом месторождения соды нередко содержат сульфаты натрия. На возможность нахождения залежей

соды поблизости от месторождений сульфатов натрия, т. е. на предполагаемых участках — «хвостах» сульфатно-натриевого галогенеза, рассчитывали при постановке поисковых работ в Южном Казахстане.

Оценивая правомочность использования гипергенно-осадочной гипотезы происхождения месторождений соды и давсонита, следует согласиться с выводом Ю. В. Баталина и Е. Ф. Станкевича [2, 15] о том, что воды содового гидрохимического типа в зоне гипергенеза распространены весьма широко. Однако геолого-поисковая практика показала, что эта гипотеза, по крайней мере в ее «чистом» виде, и учет такого основополагающего и весьма общего фактора, как пруроченность залежей соды и давсонита к континентальным толщам, далеко не достаточны. Да и парагенезис соды и сульфатов натрия в качестве поисковой предпосылки можно учитывать лишь с определенными уточнениями. Дело в том, что нигде не известно совместное сонахождение крупных залежей соды и крупных залежей сульфатов натрия. В известных зарубежных месторождениях соды сульфаты натрия содержатся в незначительных количествах. А в Южном Казахстане развиты месторождения не просто сульфатов натрия, а преимущественно глауберита — минерала, содержащего сульфат кальция, и вряд ли правильно рассматривать этот фактор в качестве поискового показателя на соду: в среде, содержащей сульфат кальция, содовый галогенез противопоказан, хотя известны случаи присутствия в небольших количествах сульфатов кальция в содосодержащих толщах, и сингенетичность их твердо не доказана. Вызывает сомнение также вывод о том, что месторождения давсонита формировались гипергенно-осадочным путем в солеродных бассейнах. Необходимы какие-то новые, более эффективные поисковые предпосылки и признаки и их апробация. Ниже автором обосновывается ряд поисковых предпосылок, которые до сих пор не учитывались в поисковой практике.

Это прежде всего приуроченность наиболее крупных месторождений соды и давсонита к крупным межгорным впадинам (Грин-Ривер, Уинта, Пайсинес-Крик, Большой Бассейн — США) и к Восточно-Африканскому рифту. Наиболее крупные проявления давсонита в СССР приурочены к межгорной впадине (Кузбасс) и авлакогену (Днепровско-Припятский). Можно указать пока на два причинных аспекта такой связи. Во-первых, крупные месторождения соды (к давсониту это скорее всего не относятся) могли образоваться там, где обеспечивались условия бессточного бассейна и быстрого захоронения продуктов галогенеза на большую глубину, что исключается в обычных платформенных условиях. В дальнейшем унаследованное развитие этих участков как отрицательных структур, положение соляных образований ниже местного базиса эрозии обуславливало сохранность продуктов галогенеза от разрушения. Во-вторых, развитие указанных типов отрицательных структур приводит к разгрузке в них все более глуболежащих подземных вод. Если эти воды являются содовыми, то поступление их в бассейн галогенеза может только увеличивать масштабы содового галогенеза, а если эти воды не содовые (сульфатно-натриевые, хлор-магниевые, хлор-кальциевые), то их поступление работает уже в противоположном направлении, вплоть до того, что галогенез становится не содовым. Это вызывает необходимость учета химического состава глубинных подземных вод при прогнозно-поисковых работах.

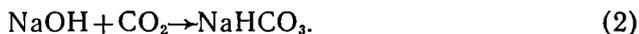
Вторая закономерность тесно увязывается с проблемой источников вещества для образования соды в природе, прежде всего источников карбонатного и гидрокарбонатного ионов в содообразующих содовых водах. В качестве исходного вещества для образования указанных ионов в водах рассматриваются [13]: а) воздушная углекислота  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^- \rightarrow 2\text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$ ; б) углекислота за счет гидролиза гидрокарбоната вод и карбонатных пород  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ ; в) углекислота за счет разложения органики; отмечается [9], что образование значительных количеств углекислоты при этом происходит преимущественно на ранних стадиях диагенеза осадков, затем в условиях высоких температур и давлений возрастает количество выде-

ляющихся углеводов и соответственно уменьшается выделение углекислого газа.

Натрий для образования содовых вод, согласно общепринятому взгляду, извлекается из натриевых силикатов и алюмосиликатов, например в результате гидролиза альбита

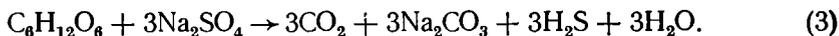


Получившийся NaOH взаимодействует с углекислотой, в результате чего образуется содовый компонент вод



В присутствии  $\text{CO}_2$  разложение алюмосиликатов усиливается.

Известен еще один процесс, формирующий содовый компонент, — взаимодействие углеводов с сульфатным компонентом природных вод:



Исходным материалом углеводов являются угли, битумы, рассеянное органическое вещество. Указанный процесс образования содового компонента сопровождается десульфатизацией системы. Это важно отметить в связи с тем, что в составе крупнейших содовых месторождений, как отмечалось выше, сульфатный компонент в количественном отношении резко угнетен, тогда как в зоне гипергенеза суши развиты, как правило, воды сульфатного типа, что и обуславливает при гипергенном питании озер весьма широкое распространение сульфатных месторождений. Это позволяет сделать вывод о том, что в образовании содовых месторождений принимали участие воды, прошедшие пластовую (глубинную) стадию своего развития. Ниже попытаемся обосновать это положение.

При всем многообразии источников и условий образования содового компонента обращает на себя внимание парагенезис наиболее крупных скоплений давсонита и соды с концентрированными скоплениями органического вещества — углей и битумов, а особенно углей. С битуминозной толщей олигоценна связана промышленная давсонитизация во впадине Пайсинес-Крик, с угленосными образованиями — давсонит в Припятском прогибе, Кузбассе, Предкавказье [7], в бассейне Сидней (Австралия), возможно, с метаморфизацией угленосно-битуминозных отложений палеозоя — давсонит на Малом Кавказе [12]. Следует отметить также связь с мощными угленосными толщами вод содового типа, которые и могли формировать содовый компонент давсонита. Ниже угленосных толщ, судя по материалам Припятского прогиба, Минусинских впадин, в глубоких горизонтах развиты рассолы хлор-кальциевого типа — среда, неблагоприятная ни для образования, ни для сохранения соды.

В упоминавшихся методических пособиях отмечается, что давсонит в угленосных толщах образовался в озерных солеродных бассейнах. Между тем, по имеющимся материалам, ярко выраженные галогенные формации, с одной стороны, и одновозрастные угленосные — с другой, в плане разобщены; это, в частности, четко показал В. В. Благовидов [3] для миоцена Евразии. Поэтому давсонит в указанных выше районах никак нельзя рассматривать в качестве продукта поверхностного солеродного бассейна; он вторичен, и реальным источником вещества для его образования можно считать вмещающую угленосную или битуминозную толщу. Лишь во впадине Пайсинес-Крик давсонит залегает как будто бы внутри нахколитово-галитовой толщи [18], что возможно рассматривать в качестве косвенного показателя продуцирования карбонатного материала для образования давсонита во вмещающей толще. Имеющаяся информация [17] по геологии давсонита здесь недостаточна для того, чтобы сделать однозначный вывод об озерном его происхождении. Высказывалось предположение о вторичном характере давсонита Кузбасса [4], но такой подход пока не используется в поисковой практике.

Имеющиеся материалы позволяют предположить, что распределение

давсонита зависит от степени метаморфизма углей. Так, в Белоруссии угли давсонитоносного нижнего карбона в основном бурые, в Крапивинском районе Кузбасса — газové и длиннопламенные. В Киселевском районе, где угли более метаморфизованы, давсонитовая минерализация значительно меньших масштабов и носит остаточный прожилковый характер, на юге Кузбасса в Междуреченском районе и на северо-востоке от г. Кемерово, где угли толще, при полевых исследованиях давсонит нами не обнаружен, на Дружковско-Константиновской антиклинали Донбасса находится в поле развития газových и длиннопламенных углей. Вероятно, давсонитизация связана с ранними стадиями метаморфизации органического вещества, именно на этих стадиях отмечается максимальное выделение  $\text{CO}_2$ . Высокотемпературные условия (прогрев интрузиями), видимо, не способствуют ни образованию, ни сохранению давсонита, и содовые воды связаны не со всеми угленосными толщами. Например, во внутренней части Донбасса, где угленосная толща насыщена рассолами хлор-кальциевого типа, угли наиболее метаморфизованы (вплоть до антрацита).

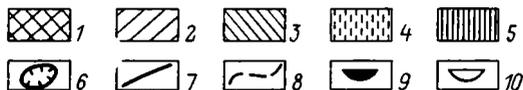
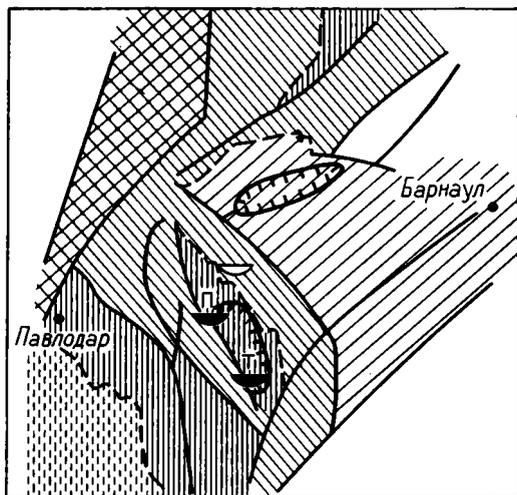


Схема тектонического строения домезозойского фундамента Кулунды и прилегающих районов [16]

1 — выступы — горсты байкальских складчатых комплексов; 2 — ядра антиклинориев, сложенные салаирскими и каледонскими складчатыми комплексами; 3 — антиклинорные зоны инверсионного типа развития; 4 — покровы эффузивов разного состава; 5 — основания межгорных прогибов; 6 — районы развития угленосных отложений пермского и юрского возраста; 7 — разломы; 8 — границы структурно-формационных зон; 9 — соляные озера содового типа (П — Петуховские, Т — Танатары); 10 — соляные озера сульфатного типа (Кулундинское и Кучукское)

С районами развития древних угленосных толщ связаны крупные содовые месторождения в формации Грин-Ривер (США): под этой формацией залегает углесодержащая толща палеоцена и верхнего мела мощностью свыше 3000 м [8]. Имеются сведения о том, что вся эта толща и даже нижележащий комплекс каменноугольного возраста насыщены водами содового типа. В данном случае именно указанные угленосные толщи можно рассматривать в качестве источника образования содогенерирующих вод.

Нами сделана выборка материала по Кулунде, где отмечается приуроченность современных содовых соляных озер (Петуховских и Тана-

тар) к районам развития угленосных отложений пермского и юрского возраста (рисунок). Указанные озера в какой-то мере, вероятно, контролируются разломом, фиксируемым в доюрском фундаменте. Некоторые разломы в этом регионе активны и в настоящее время: с Каменским разломом связано землетрясение 1965 г. [5]. По этому региону отсутствуют данные опробования наиболее глубоких подземных вод мезозоя и не ясен его вертикальный гидрохимический разрез. Имеющие место в центральных частях Западной Сибири гидрохимические инверсии в мезозойском разрезе — залегание содовых вод под рассолами хлор-кальциевого типа обусловлено, по мнению некоторых исследователей [14], миграцией содовых вод из домезозойского фундамента. По этим материалам, по крайней мере некоторые площади нефтепоискового бурения с подобной инверсией приурочены к узким протяженным древнемезозойским грабенам: в Сургутском районе к Аганскому грабену, в Александровском и Уренгойском — к Колтогорско-Уренгойскому и т. д.

Приведем некоторые данные о распределении содовых вод в Алтайском крае и Кемеровской обл., которые могут свидетельствовать о возможной связи этих вод с метаморфизмом углей. Из общего числа учтенных точек [5] точки с водами содового типа в Горном Алтае, Кузнецком Алатау, Салаире и в Кулундинско-Барнаульском артезианском бассейне (где угленосные отложения развиты далеко не повсеместно) составляют в среднем 50%, а в сплошь угленосных Кузбассе и Чулымско-Енисейском бассейне — 80—100%. При этом в первых трех районах точки с водами, в которых преобладающим является содовый компонент, составляют всего 10% от общего числа точек с водами содового типа, в Кулундинско-Барнаульском бассейне 68%, Кузбассе 48, Чулымско-Енисейском 39%. По этим данным, содовый компонент вод формируется главным образом в отрицательных структурах. В остальных случаях среди катионов преобладают кальций и редко магний, такие воды преобладают в зоне гипергенеза горноскладчатых областей.

С угленосными отложениями мелового возраста могут быть связаны широко распространенные глубинные воды содового типа с преобладанием в их составе содового компонента во впадинах Забайкалья, где известны такие содовые соляные озера, как Доронинское, Ушукей-Нор, в которых в осенне-зимнее время кристаллизуется сода. По материалам, приведенным в работе [10], воды питающего оз. Доронинское ручья Калитихи по составу очень близки к рапе озера, а также к глубинным термальным и углекислым водам Забайкалья, но отличаются от всех развитых здесь вод зоны гипергенеза, в том числе от вод крупных рек и речек [6], аномально повышенной общей минерализацией, что позволяет сделать вывод о существенно глубинном питании данного озера [1].

Ресурсы содовых вод при этом могут складываться из седиментационных и позднейших инфильтрационных вод атмосферного происхождения, а содовый компонент их мог формироваться в угленосно-битуминозных отложениях, например по схеме (3).

Предположение о связи крупных месторождений соды с угленосными толщами, в котором предусматривается залегание первых всегда стратиграфически выше угленосных отложений, охватывает не все случаи. В эту схему пока что не вписываются содовые месторождения Восточно-Африканской рифтовой системы, оз. Сирлз, проявления соды на Кольском полуострове. Глубинная геология этих районов не совсем ясна. Вблизи современных содовых месторождений Магади и Натрон, контролируемых Восточно-Африканским рифтом, находится углесодержащая палеозойско-мезозойская система Карру, которая могла быть источником карбонатного материала для образования указанных месторождений.

Предполагается также [11] иное происхождение содообразующих вод в этих районах. В связи с этим следует отметить, что среди природных углекислых вод, в которых  $\text{CO}_2$  генерируется, возможно, в результате высокотемпературного разложения карбонатных пород, наряду с содовыми существуют также воды других гидрохимических типов; образова-

ние содовых вод следует, видимо, связывать главным образом с участием органики.

\* \* \*

\*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

наиболее крупные месторождения давсонита связаны с угленосными и битуминозными толщами как прежде всего высококонцентрированными источниками карбонатного компонента;

крупные месторождения соды приурочены к верхней части мощной содовой гидрохимической зоны, обусловленной присутствием главным образом углей; воды этой гидрохимической зоны принимали активное участие в формировании месторождений соды и давсонита;

перспективными на соду и давсонит можно считать далеко не все районы развития углей и битумов, а лишь те из них, которые контролируются месторождениями впадинами и рифтами, где обеспечивается необходимый метаморфизм исходного вещества (да и сами материнские породы дислоцированы) с образованием содовых вод, а также активное поступление таких вод на дневную поверхность. При этом необходимо учитывать наличие аридных условий для образования месторождений соды. Немаловажен также учет литологического контроля (например, известно, что наиболее масштабная давсонитовая минерализация в СССР связана с боксит-каолининовыми породами).

#### Литература

1. Азизов А. И. Об условиях образования соды в современных соляных озерах Забайкалья.— ВИНТИ, № 6294—84—Деп. 10 с.
2. Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов Б. С. Основы прогнозирования и поисков месторождений природной соды. М.: Недра, 1977. 88 с.
3. Благовидов В. В. Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1978. 151 с.
4. Волкова А. Н., Рекшинская Л. Г. Новое о генезисе давсонита.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, вып. 6, с. 145—147.
5. Гидрогеология СССР. Т. XVII. М.: Недра, 1972. 399 с.
6. Гидрогеология СССР. Т. XXI. М.: Недра, 1969. 443 с.
7. Делицын И. С., Кондаков И. В. О давсонитопроявлении в верховьях р. Малки (Северный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 5, с. 1207—1211.
8. Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 300 с.
9. Лагунова И. А. Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов.— Сов. геология, 1979, № 2, с. 28—32.
10. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 348 с.
11. Озол А. А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М.: Наука, 1983. 206 с.
12. Первая находка давсонита в Закавказье/Под ред. Коршунова Н. А., Власова В. В., Ковязина А. Н. и др.— Сов. геология, 1978, № 2, с. 137—142.
13. Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 154 с.
14. Розин А. А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.
15. Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В., Касимов Б. С. Давсонит и перспективы его поисков в СССР. Обзор. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1980. 37 с.
16. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
17. Hite R. L., Djni I. R. Potencial resources of dawsonite and nachcolite in the Piseance Greec Basin, Northwest Colorado.— Quart. Colorado School Mines, 1967, v. 62, № 3, p. 25—38.
18. Smith J. W., Milton Ch. Dawsonite in the Green River formation of Colorado.— Econ. Geol., 1966, v. 61, № 6, p. 1029—1042.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, Казань

Поступила в редакцию  
7.II.1984

УДК 549.1 (571.63)

**ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ  
ДОЛОМИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ НА ПРИМЕРЕ  
КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ СЕТТЕ-ДАБАНА**

**РУСЕЦКАЯ Г. А., ФУРМАКОВА Л. Н.**

В статье рассмотрена проблема применения термического анализа для выделения разных типов доломитов и интерпретации их генезиса. На конкретном примере показаны возможности и ограничения этого метода.

Изучение карбонатной толщи Сетте-Дабана (верхний ордовик — силур) показало широкое развитие в ее разрезах доломитовых пород. Они встречаются на всех стратиграфических уровнях — среди отложений баранинской свиты верхнего ордовика, таяхской и оронской свит силура, однако основная их масса тяготеет к верхним частям таяхской и оронской свит. Визуально четко выделяются два типа доломитов, различающихся по морфологии тел, окраске, характеру окремнения и мощности. Доломиты *первого типа* имеют темно-серую и черную окраску, образуют биогермные куполообразные постройки и биостромы, слагают пластовые или линзообразной формы тела, согласные с общим наслоением пород. Мощность этих доломитов колеблется в широких пределах — от долей метра до первых тысяч метров. Доломиты этого типа по латерали постепенно, нередко достаточно резко, переходят в доломитистые (доломитовые) и чистые известняки. Этим доломитам свойственно биоморфное, ооидно-оолитовое, водорослевое, сгустково-детритовое и строматолитовое строение.

Текстура в доломитах первого типа массивная, слоистая, нередко ритмично-слоистая. Характер окремнения — избирательный, по редким мелким пустотам и порам, а также по органическим остаткам. Кроме того, в доломитах первого типа обычно присутствуют мелкие (1—5 см) стяжения серо-черного, белого и розового кремния лепешкообразной, линзовидной формы или пластообразные его образования размером 0,15—0,2 × 1,5—20 м. Как правило, все стяжения кремния ориентированы согласно наслоению пород.

Доломиты *второго типа* резко выделяются в обнажениях охристой бурой, красновато-коричневой и светло-серой поверхностной окраской. Они образуют систему субсогласных и секущих тел, состоящих из нескольких «галерей», соединенных «каналами», отдельные дайкообразные и линзовидные в плане, трубообразные и грибовидные в разрезе тела с отходящими от них во вмещающие породы многочисленными апофизами. Мощность тел этих доломитов не превышает нескольких десятков метров. Границы с вмещающими их породами четкие и резкие. Вмещающими породами при этом могут быть как доломиты первого типа, так и известняки. Доломиты второго типа ориентированы либо субсогласно (под углом 3—16° к напластованию), либо секут наслоение пород под углом 35—90°. При этом секущие тела доломитов второго типа имеют преимущественно меридиональное направление, совпадая, как правило, с зонами диагональных сбросо- или взбрососдвигов и контактами даек. Этим доломитам свойственна разнотекстурированная структура с реликтами биоморфного, ооидно-оолитового, водорослевого строения. Текстура доломитов второго типа преимущественно брекчиевая. Степень брекчированности различна — от слабой псевдобрекчиевой (микро- и мелко-трещиноватой с незначительным количеством цемента) до интенсивной, вплоть до образования разнообломочных брекчий с большим количеством цемента.

Окремнение, точнее, окварцевание, носит совсем иной характер: разномерный кварц слагает цемент в ассоциации с новообразованным доломитом (обычно железистым), реже с вторичным кальцитом и пиритом, полностью замещает отдельные участки исходной породы, образует щетки, корочки на стенках каверн и пустот, размер которых нередко превышает 3—5 см.

Кроме того, наряду с новообразованным кварцем и кальцитом в доломитах второго типа часто наблюдаются вкрапления флюорита и сфалерита, редко аурипигмента и галенита.

Применение обычных литолого-петрографических исследований позволило отнести доломиты первого типа к диагенетическим, а второго — к эпигенетическим.

Изучение вещественного состава доломитов обоих типов показало их существенное различие. В доломитах первого типа (диагенетических) содержание нерастворимого в 5%-ной HCl остатка обычно не превышает 10%. При этом в составе нерастворимого остатка преобладает кремнистое вещество, обычно замещающее органические остатки. В зависимости от количества окремненных органических остатков естественно возрастает и процентное содержание нерастворимого остатка (до 30%).

В силу довольно интенсивного окварцевания доломитов второго типа (эпигенетических), а также присутствия в них минеральных ассоциаций флюорита, сфалерита, галенита, пирита, аурипигмента процент нерастворимого в 5%-ной HCl остатка в них значительно выше и достигает 50%.

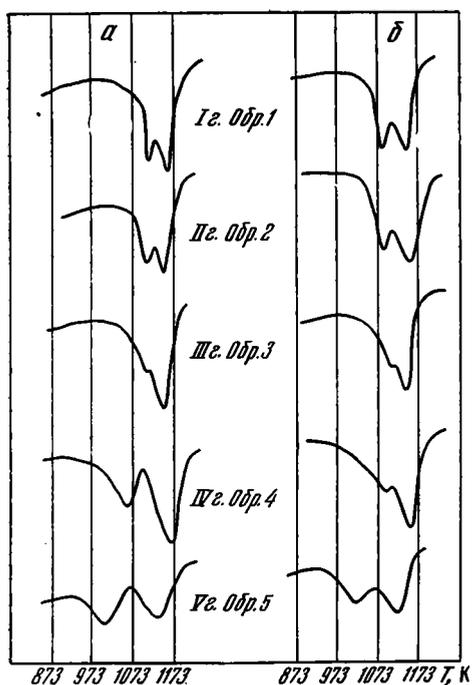
Неодинаково содержание и кальцитовой составляющей в обоих типах доломитов. В телах диагенетических доломитов оно варьирует от 2 до 30%, в эпигенетических доломитах содержание кальцита не превышает 6% и, как правило, колеблется в пределах от 0 до 2,5%.

Для выявления дополнительных деталей генетических различий доломитов Сетте-Дабана были проведены исследования доломитов карбонатной толщи этого района с помощью методов рентгеновского и термического анализов.

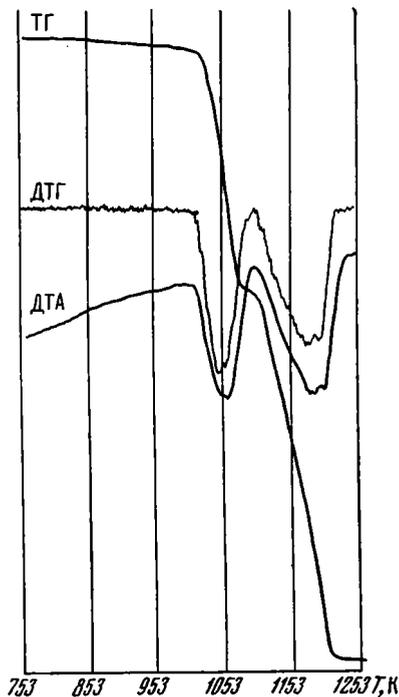
Известны примеры получения с помощью рентгеновского анализа весьма ценной информации о структурных особенностях доломитов, интерпретация которой позволила выяснить характер физико-химических процессов, имевших место при формировании доломитовой толщи. Так, например, рентгеноструктурный анализ карбонатных пород верхнего протерозоя и нижнего кембрия Марханской опорной скважины [1], выявив наличие в исследуемой породе протодоломитов (Са-доломитов) по увеличению межплоскостного расстояния  $d_{100}$  (по сравнению с эталонным для доломита), позволил сделать вывод о хемогенно-осадочном происхождении доломитов изучаемой карбонатной толщи в условиях повышенной солености и щелочности морского бассейна. Применение рентгенодифракционного анализа при изучении доломитов карбонатных пород Сетте-Дабана не дало ожидаемых результатов: доломиты разного генезиса и различных структурных типов пород имели идентичные дифрактограммы, причем межплоскостные расстояния всех изученных доломитов практически не отличались от эталонных (в пределах точности определения). Напротив, применение дифференциального термического анализа позволило выявить различия в кристаллическом строении доломитов из пород различных генетических типов, проявившиеся в особенностях механизма от термодиссоциации.

Изучение механизма термического разложения доломитов карбонатной толщи Сетте-Дабана позволило выделить среди них пять групп по конфигурации кривых ДТА (фиг. 1). При этом наметилась четкая связь определенных групп кривых с доломитовыми породами, образование которых по литолого-петрографическим наблюдениям обусловлено процессами диагенеза (группы I, II, IV) и эпигенеза (группы III и V).

Такая связь конфигурации кривой ДТА разложения доломитов с условиями их образования обусловлена особенностями механизма термического разложения доломитов. Представляя собой двойную соль



Фиг. 1

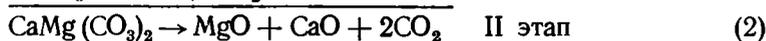
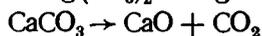
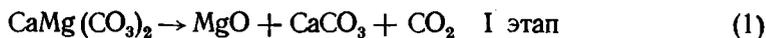


Фиг. 2

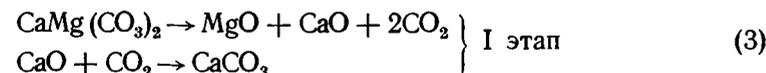
Фиг. 1. Типы кривых ДТА, выявленных при изучении характера термического разложения доломитов силурийской карбонатной толщи Сетте-Дабана (а — на воздухе, б — в токе азота; I—V — номера групп)

Фиг. 2. Кривые ДТА, ДТГ и ТГ термического разложения доломита из доломитового мрамора протерозойской толщи юго-востока Тувы (коллекция Е. И. Гольмана)

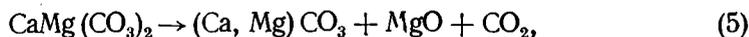
угольной кислоты, доломит разлагается при нагревании по следующей схеме:



или

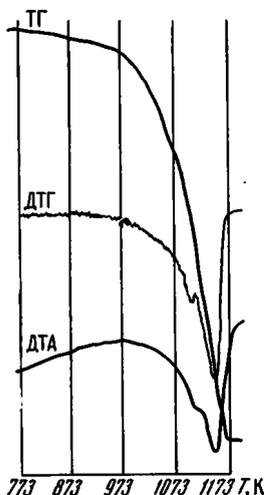


Температура максимума первого эндотермоэффекта, сопровождающего I этап разложения, колеблется от 993 до 1103 К, а второго, соответствующего разложению кальцита, возникающего после протекания реакции (1) или (3) — от 1143 до 1273 К. Чем больше структура реального кристалла приближается к идеальной, тем лучше механизм разложения доломита соответствует представленному на приведенной выше схеме и тем более четко разделяются на кривых ДТА I и II эндотермоэффекты, как, например, для доломитового мрамора из протерозойской толщи юго-востока Тувы (фиг. 2). Однако большинство природных доломитов, особенно образовавшихся по кальциту в процессе диа- и эпигенеза, характеризуется дефектностью структуры, определяющей в той или иной мере протекание на I этапе разложения реакции



т. е. образование в качестве промежуточного продукта разложения магнезиального кальцита. Поскольку температура разложения магнезиального кальцита тем ниже, чем больший процент кальция в кристаллической решетке кальцита замещен магнием, то это приводит к наложению на кривых ДТА I и II эндотермоэффектов вплоть до практически полного их слияния (например, для эпигенетического доломита силурийской толщи Сетте-Дабана (фиг. 3).

В. Ноль [3] связывает различия в термическом поведении доломитов с упорядоченностью и способом распределения Са- и Mg-ионов в кристаллической решетке доломита. В. Смикач-Клос [4] считает, что форма кривых ДТА зависит от дефектности структуры минерала и наличия в нем изоморфных примесей. Во всяком случае, очевидно, что термическое поведение доломита или, иначе, механизм его термического разложения, отражающийся в форме кривых ДТА, определяется химическими и структурными особенностями кристаллов. Поскольку у химический состав минерала, и особенности строения его кристаллической решетки определяются физико-химическими условиями образования, различие в конфигурации кривых ДТА разложения доломитов может служить основанием для предположения различных условий их образования. Этот принцип и был положен в основу изучения доломитов силурийской толщи Сетте-Дабана методом термического анализа.



Фиг. 3. Кривые ДТА, ДТГ и ТГ термического разложения метасоматического доломита силурийской карбонатной толщи Сетте-Дабана (коллекция Г. А. Русецкой)

Изучено около 100 образцов таяхской и, преимущественно, оронской свит силура. Запись кривых ДТА термического разложения доломита проводилась с помощью дериватографа Q-1000-Д производства фирмы МОМ (Венгрия). Для исключения влияния параметров съемки на вид кривых ДТА все измерения проводились в строго постоянных условиях. Термическое разложение проводилось в токе азота и на воздухе при скорости нагрева 10 град/мин, измельченности образцов 0,07 мм, массе около 200 мг, в коническом корундовом тигле, при чувствительностях: ДТА 1/5, ДТГ 1/10, ТГ 100 мг.

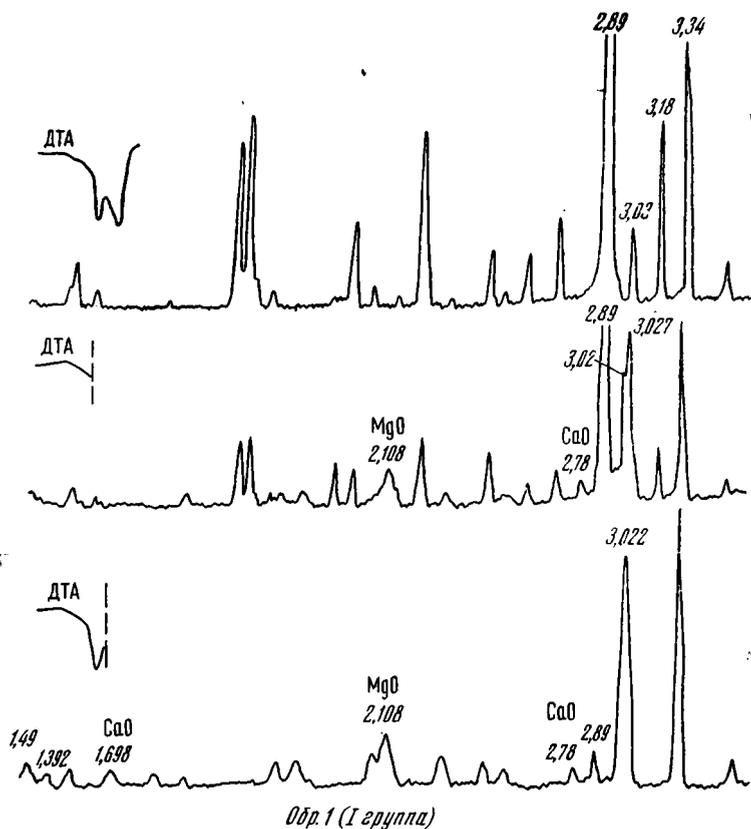
По своей конфигурации кривые ДТА термического разложения изученных образцов доломитов четко разделяются на пять групп. Для более детального изучения различий в механизме разложения доломитов, проявляющихся в конфигурациях кривых ДТА, для одного (иногда для нескольких) образцов доломита из каждой группы, характеризующейся определенным видом кривой ДТА, проводилось рентгенографическое изучение промежуточных продуктов разложения на разных стадиях этого процесса. При этом при определенной температуре нагрев прекращался и образец охлаждался в токе азота с целью предотвращения рекарбонатизации возникающего при термическом разложении доломита оксида кальция. Поэтому характеристика промежуточных продуктов разложения и описание механизма разложения относятся только к процессу термодиссоциации в токе азота. На воздухе характер разложения тех же образцов отличен, и иногда весьма существенно, от такового в токе азота. Рентгенографическое изучение промежуточных продуктов разложения доломитов проводилось в лаборатории рентгеноструктурного анализа ВСЕГЕИ сразу же после охлаждения образца с помощью дифрактометра ДРОН-2 с использованием Со-излучения при скорости съемки 1 град/мин. Ниже приводится описание результатов изучения промежуточных продуктов разложения доломитов на различных стадиях процесса термодиссоциации и характеристика процесса разложения в

**Сопоставление генетических групп доломитов, выделяемых в силурийской карбонатной толще Сетте-Дабана по данным геолого-петрографических наблюдений, литолого-петрографического анализа и по кривым ДТА термического разложения**

Генетические группы доломитов, выделяемые по данным геолого-петрографических наблюдений	Группы доломитов, выделяемые по конфигурации кривых ДТА	Типы доломитов, выделенных по данным литолого-петрографического анализа
Диагенетические	IV	Строматолитовые, водорослевые
	I	Водорослевые оолитовые, сгустковые, биоморфные, детритовые, шламово-детритовые
Эпигенетические	II	Оолитовые, сгустковые, биоморфные, детритовые, шламово-детритовые в зонах предполагаемых конседиментационных нарушений
	III	1. Биоморфные, детритовые, шламово-детритовые, в приконтактных зонах даек, диабазов, интрузий щелочных трахитов, сиенитов 2. Из безрудных брекчий зон гидротермокарста
	V	Из рудных брекчий зон гидротермокарста

целом для каждой из пяти групп доломитов, выделенных по конфигурации кривых ДТА.

Диагенетические доломиты, определенные по данным литолого-петрографических исследований, включают I, II, IV группы, выделяемые по конфигурации кривых ДТА (таблица). Разложение доломитов I группы характеризуется наличием в начале этого процесса участка с низкой скоростью термодиссоциации (фиг. 4). При первой остановке нагрева в



Фиг. 4. Дериватогаммы исходного образца и промежуточных продуктов термического разложения доломита, по конфигурации кривой ДТА отнесенного к доломитам I группы

конец этого участка (1063 К) в продуктах разложения отмечается появление кальцита с  $d_{104}$ , равным 3,019 и 3,027 Å, т. е. двух фаз кальцита с различной степенью замещения кальция магнием в структуре (соответственно  $\text{MgCO}_3$ , ~7% и ~2,5 мол. %), кроме того, начало кристаллизации  $\text{MgO}$  (рефлексы с  $d$ , равным 2,43 и 2,10 Å) и небольшое количество  $\text{CaO}$ . Вероятно, появление последнего при столь низкой температуре можно объяснить малой величиной парциального давления  $\text{CO}_2$ , связанной с небольшой скоростью разложения доломита и недостаточной для рекарбонатизации  $\text{CaO}$ . Температура максимума первого эндотермического эффекта составляет 1083 К.

Вторая остановка нагрева была сделана сразу после максимума первого эндотермического эффекта, при 1093 К. При этой температуре выделилось 56% всего  $\text{CO}_2$  доломита. В продуктах разложения на этой стадии преобладает кальцит с  $d_{104}=3,022$  Å, т. е. низкомагнезиальный кальцит. Доломита практически уже нет, количество  $\text{MgO}$  возросло, количество  $\text{CaO}$  почти не увеличилось.

При 1123 К (третья температурная остановка), когда выделилось уже 89% всего  $\text{CO}_2$  доломита, в продуктах разложения присутствует только кальцит с  $d_{104}=3,03$  Å, т. е. кальцит без изоморфной примеси  $\text{Mg}$ , много  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . Температура максимума второго эндотермического эффекта, соответствующего разложению кальцита, возникающего на первом этапе разложения, составляет 1153 К.

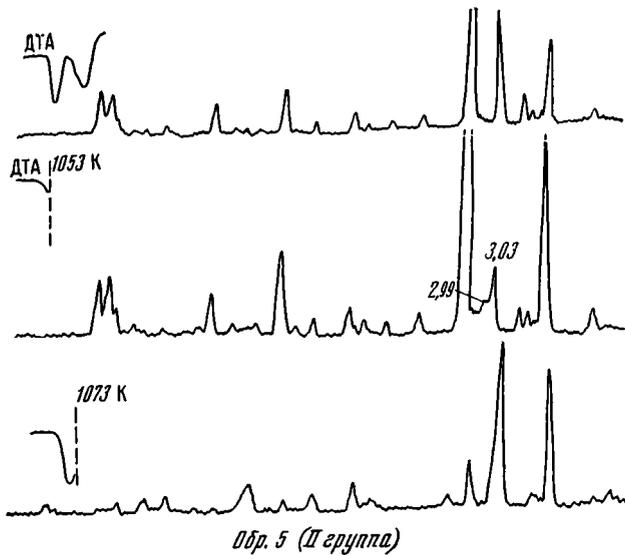
Характер разложения доломитов *I* и *II* групп различается незначительно. Отличие проявляется лишь в большей скорости процесса разложения на начальном этапе его протекания. Следствием этого является отсутствие при первой температурной остановке (1063 К)  $\text{CaO}$  в продуктах разложения доломитов *II* группы (фиг. 5). Так же как и для доломитов *I* группы, на этом этапе отмечается появление  $\text{Mg}$ -кальцита. После прохождения максимума первого эндотермического эффекта (остановка нагрева при 1103 К) доломит в продуктах разложения почти не обнаруживается, преобладает кальцит без изоморфной примеси  $\text{Mg}$  ( $d_{104}=3,035$  Å)  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Общим для доломитов *I* и *II* групп является исчезновение к моменту полного разложения доломита магнезиальных кальцитов и разложение на втором этапе кальцита, не содержащего магний.

Доломиты *I* и *II* групп в характере разложения и конфигурации кривых ДТА существенно отличаются от доломитов *IV* группы. Разложение этих доломитов проходит путем образования серии магнезиальных кальцитов с уменьшающейся степенью магнезиальности по мере возрастания температуры (5). Уже при первой остановке нагрева ( $T$  1003 К), когда выделилось 9,2% всего  $\text{CO}_2$  доломита, на дифрактограммах продуктов разложения отмечается появление двух фаз кальцита с  $d_{104}=3,01$  Å (~12 мол. %  $\text{MgCO}_3$ ) и с  $d_{104}=2,99$  Å (~17 мол. %  $\text{MgCO}_3$ ) (фиг. 6). При второй остановке нагрева (1093 К) в продуктах разложения доломита отмечаются неразложившийся исходный доломит и магнезиальный кальцит с  $d_{104}=3,007$  Å (10 мол. %  $\text{MgCO}_3$ ), довольно много  $\text{MgO}$ ;  $\text{CaO}$  на дифрактограмме не проявляется.

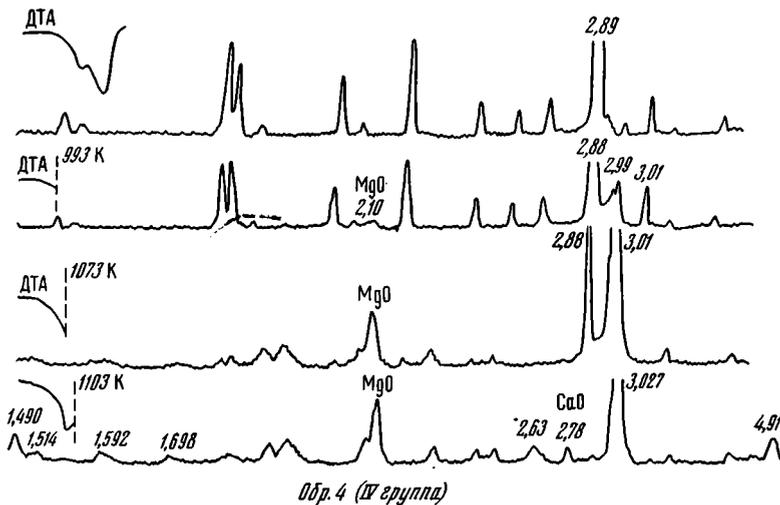
При третьей остановке нагрева (1113 К), когда выделилось уже 64% всего  $\text{CO}_2$  доломита, в продуктах разложения еще присутствует, хотя и в незначительном количестве, исходный доломит, преобладает кальцит с  $d_{104}=3,015$  Å (8 мол. %  $\text{MgCO}_3$ ), фиксируются  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ .

Эпигенетические доломиты, выделенные по литолого-петрографическим исследованиям, включают *III* и *V* группы доломитов, выделяемых по конфигурации кривых ДТА.

Разложение доломитов *III* группы характеризуется значительной степенью наложения эндотермических эффектов *I* и *II* этапов разложения доломитов. Изучение продуктов разложения показало, что в данном случае разложение идет по схеме, описываемой реакцией (5). При этом по мере возрастания температуры степень магнезиальности кальцита несколько уменьшается, но даже после полного исчезновения доломита в промежуточных продуктах разложения сохраняется магнезиальный



Фиг. 5. Дериwатогрaммы исходного образцa и промежуточных продуктов термического разложения доломита, по конфигурации кривой ДТА отнесенного к доломитам II группы



Фиг. 6. Дериwатогрaммы исходного образцa и промежуточных продуктов термического разложения доломита, по конфигурации кривых ДТА отнесенного к доломитам IV группы

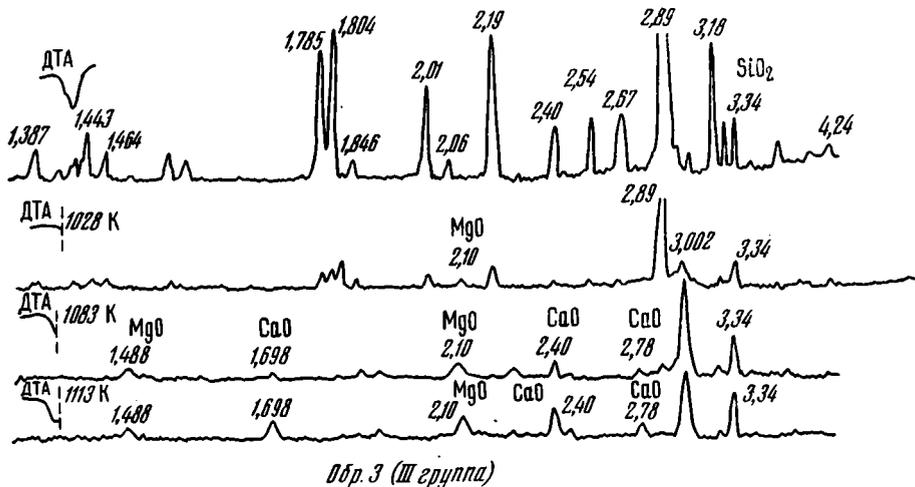
кальцит с  $d_{104} = 3,019 \text{ \AA}$ , что соответствует содержанию в нем 7 мол. %  $\text{MgCO}_3$  (фиг. 7).

При первой остановке нагрева (1028 К) при почти полном сохранении доломита появляется кальцит с  $d_{104} = 3,002 \text{ \AA}$ , т. е. содержащий 13 мол. %  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{CaO}$  отсутствует,  $\text{Mg}$  очень мало.

При второй остановке нагрева (1083 К) доломита уже немного, преобладает кальцит с  $d_{104} = 3,018 \text{ \AA}$  (7 мол. %  $\text{MgCO}_3$ ), много  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ .

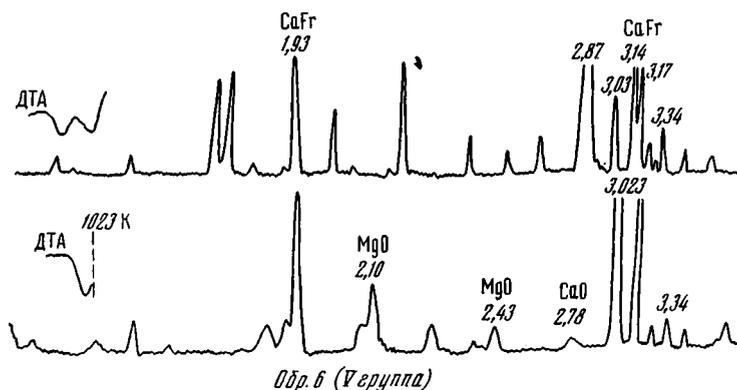
В продуктах разложения при 1013 К на дифрактограммах фиксируется только кальцит с  $d_{104} = 3,019 \text{ \AA}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . Температура максимума второго эндотермического эффекта несколько ниже, чем в доломитах I и II групп, и составляет 1133 К. Такое понижение вполне понятно, так как в этом случае на втором этапе разлагается не чистый кальцит, а магниевый кальцит, температура разложения которого тем ниже, чем больше содержание изоморфной примеси  $\text{Mg}$ .

Разложение доломитов V группы характеризуется четко разделенными максимумами I и II эндотермических эффектов при съемке как на



Обр. 3 (III группа)

Фиг. 7. Дериватограммы исходного образца и промежуточных продуктов термического разложения доломита, по конфигурации кривых ДТА отнесенного к доломитам III группы



Обр. 6 (V группа)

Фиг. 8. Дериватограммы исходного образца и промежуточных продуктов термического разложения доломита, по конфигурации кривых ДТА отнесенного к доломитам V группы

воздухе, так и в токе азота. Температуры обоих максимумов значительно ниже, чем приводимые в литературе и чем отмечались для описанных выше доломитов I—IV групп, и составляют для первого максимума 1023, для второго — 1133 К. Разложение доломитов начинается довольно резко и протекает с большой скоростью. Уже при первой остановке нагрева при 1003 К, когда выделилось 47% всего  $\text{CO}_2$ , на дифрактограммах продуктов разложения фиксируются только следы доломита, преобладает кальцит с  $d_{104} = 3,035 \text{ \AA}$  (без изоморфной примеси  $\text{MgCO}_3$ ), отмечаются CaO и MgO (фиг. 8).

Таким образом, механизм разложения доломитов V группы в наибольшей степени приближается к теоретическому, описываемому реакциями (1) и (2), что должно свидетельствовать о высокой структурной упорядоченности доломитов этой группы. Понижение температур обоих максимумов, вероятнее всего, связано с присутствием флюорита в качестве самостоятельной минеральной фазы во всех образцах, входящих в эту группу. О понижении температур эндотермических эффектов разложения доломита с помощью добавок флюорита сообщается в работе [2].

\* \* \*

По результатам термического анализа доломитов силурийской толщи Сетте-Дабана, можно сделать следующие выводы.

1. Несмотря на многообразие структурных типов диагенетических доломитов, основная их масса разлагается по одному и тому же механизму, отраженному в конфигурации кривых ДТА I группы (см. фиг. 1 и таблицу). Это подтверждение того, что механизм термодиссоциации доломитов определяется в первую очередь их генезисом; для диагенетических доломитов — процессом доломитизации исходного кальцита под действием Mg-содержащих вод бассейна седиментации.

2. Некоторые различия в кривых ДТА доломитов I и II группы объясняются их приуроченностью к предполагаемым конседиментационным нарушениям, по которым в бассейн седиментации могли поступать высокоминерализованные растворы (из пластовых скоплений седиментационных вод), что могло в свою очередь привести к дальнейшей перекристаллизации доломитов. Последняя обусловила большую структурную упорядоченность доломитов, которая подтверждается большей скоростью их разложения на начальном этапе термодиссоциации (по сравнению с доломитами I группы).

3. Особенности физико-химических условий образования части диагенетических доломитов, характер разложения которых отражен в конфигурации кривых ДТА IV группы, выявились при изучении промежуточных продуктов разложения. К доломитам с типом разложения, соответствующим IV группе кривых ДТА, относится только часть водорослевых диагенетических доломитов верхов оронской свиты силура. Именно к этому типу доломитов относится, как правило, сфалеритовое оруденение. В данном случае термический анализ позволил выделить важную для выяснения процессов рудообразования в данном районе группу доломитов, не выделяемую при обычном литолого-фациальном исследовании.

4. Эпигенетические доломиты разлагаются двояко — по механизму, отраженному в конфигурации кривых ДТА III и V групп (см. фиг. 1 и таблицу):

а) образование доломитов III группы связано с воздействием на исходные кальцитовые породы растворов, сопровождавших внедрение даек диабазов, интрузий щелочных трахитов, сиенитов; механизм разложения этих доломитов характеризуется значительным наложением I и II эндотермических эффектов разложения доломита, что, вероятно, связано с наличием дефектов структуры (возможно, катионной неупорядоченностью);

б) в отличие от доломитов, разложение которых характеризуется III группой кривых ДТА, эпигенетические доломиты цемента флюоритовых брекчий, образовавшиеся непосредственно из низкотемпературных растворов, отличаются четким разделением I и II эндотермических эффектов, что свидетельствует о структурной упорядоченности этих доломитов.

Итак, проведенное исследование показало, что в пределах одного разреза форма кривой термического разложения стабильно воспроизводится для доломитов из поля действия одинаковых или одинаково изменяющихся физико-химических условий. Изменение формы кривой разложения свидетельствует о наложении вторичных процессов или о первоначально иных физико-химических параметрах среды доломитообразования. Это позволяет уточнить по разрезу поля распространения различных геологических процессов (диагенеза, эпигенеза, химического осаждения из растворов и т. д.), с которыми связано возникновение доломитов. Иными словами, в пределах одного разреза при известной форме кривой ДТА для определенного генетического типа доломита в сомнительных случаях можно решать обратную задачу — по конфигурации кривой ДТА разложения доломита определить его принадлежность к тому или иному генетическому типу.

Естественно, возникает вопрос, можно ли по конфигурации кривой ДТА определить генетический тип доломита не только в пределах одного разреза, но и для любого произвольно взятого образца? Скорее всего на этот вопрос нужно ответить отрицательно. Слишком велико многообразие условий доломитообразования и слишком чутко механизм разложе-

ния доломитов реагирует на особенности кристаллической структуры, определяемые этими условиями. Однако для доломитов разных регионов, образовавшихся в одинаковых тектонических и климатических условиях, можно ожидать и сходные по конфигурации кривые ДТА разложения. Некоторые подтверждения этому у авторов уже имеются. Так, например, диагенетические доломиты девона из Учкулачского района Казахстана имеют такую же форму кривой ДТА разложения, как диагенетические доломиты силура Сетте-Дабана. К сожалению, подобного материала для сопоставления еще слишком мало. Дальнейшее изучение и обобщение результатов термического анализа разновозрастных доломитов, образовавшихся в самых разнообразных климатических, тектонических, химических условиях, возможно, позволит подойти к классификации кривых ДТА термического разложения доломитов, с помощью которой можно будет связать конфигурацию кривой ДТА разложения доломита с определенными условиями его образования (разумеется, речь идет о кривых ДТА, полученных при строго постоянных условиях разложения доломитов). Пока можно с уверенностью говорить только о возможности выделения с помощью кривых ДТА различных генетических типов доломитов и особенностей их образования в пределах одного разреза.

#### Литература

1. Перозио Г. Н., Мандрикова Н. Т., Бакулов А. Д. и др. Минералогия и термолюминесценция карбонатных пород верхнего протерозоя и нижнего кембрия Мархинской опорной скважины.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 233, 1976, с. 40—62.
2. Петрищева В. Г., Анфимов Л. В. Влияние примесей флюорита на диссоциацию доломита.— В кн.: Термический анализ. Тез. докл. VIII Всесоюз. конф. по термическому анализу. Куйбышев, 1982, 211 с.
3. Noll W. Über den halbgebraunten Dolomit.— *Angew. Chem.*, 1950, № 23/24, S. 567.
4. Smykatz-Kloss W. Differential thermal analysis application and results in mineralogy.— *Minerals and Rocks*, 1974, v. 11, p. 159—172.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт, Ленинград

Поступила в редакцию  
3.VI.1985

УДК 550.4 : 553.411.071

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТО-СУРЬЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

*ВЛАСОВ В. С., СМИРНОВ М. С., ЛИСИН В. А.*

В статье приведены результаты детального анализа минерального состава и геохимических особенностей золото-сурьмяного месторождения Енисейского кряжа. Определен его морфологический тип и высказаны предположения относительно условий образования.

На ранней стадии изучения месторождения оно рассматривалось преимущественно как гидротермальное сурьмяное, связанное с формированием крутопадающих кварцевых жил двух независимых этапов рудообразования. Было высказано мнение [1], что в первый этап сформировались малосульфидные золото-кварцевые жилы, а во второй — кварц-антимонитовые. Характеристика сурьмяного кварцево-жильного оруденения приведена в работах [1, 2].

В процессе более поздних геологоразведочных работ, в которых авторы принимали непосредственное участие, выяснилось, что эти жилы большей частью локализованы в пределах пологозалегающей золотоносной зоны сульфидизации и тонкопрожилкового окварцевания, согласной с напластованием рудовмещающих пород. В настоящее время на месторождении, которое в целом уже рассматривается как комплексное золото-сурьмяное, выделяют: кварц-антимонитовые жилы, малосульфидные золото-кварцевые жилы и золотоносную зону сульфидизации и тонкопрожилкового окварцевания. В результате геологоразведочных работ зона прослежена далеко за пределы контура развития кварц-антимонитовых жил. Это позволило впервые получить минералого-геохимическую характеристику собственно золотых руд, не измененных последующими гидротермальными процессами, которые обусловили образование кварц-антимонитовых жил.

Месторождение расположено среди метаморфизованных до фации зеленых сланцев рифейских отложений, представленных темно-серыми филлитами удерейской свиты. Содержание  $C_{орг}$  в породах месторождения колеблется в пределах 0,1—0,2 вес. %.

В рудном поле месторождения установлен следующий литологический разрез (сверху вниз):

Четкополосчатые темно-серые, серые алевритистые филлиты . . . . .	100—150 м
Темно-серые филлиты, слоистые и неяснослоистые, вмещающие слойки и конкреции кремнисто-карбонатно-глинистого состава . . . . .	340 м
Темно-серые, серые полосчатые алевритистые филлиты . . . . .	100 м.

Рудоносной является средняя часть разреза. Под микроскопом порода состоит из кварца (3—10, редко до 20%), серицита (50—90%), карбоната (5—50%), хлорита (0—20%), углистого вещества (0—5%). Структура микропорфиробластовая, лепидобластовая, текстура сланцеватая.

Из перечисленных породообразующих минералов в золоторудном процессе наиболее важную роль играет карбонат. Он наблюдается в двух формах в виде: 1) порфиробласт размером 0,05—0,2 мм, равномерно рассеянных в породе, 2) мелкозернистой вкрапленности (0,01—0,02 мм), концентрирующейся, как правило, в обособленные слойки. Со-

Химический состав золото-сульфидных руд и вмещающих пород месторождений, вес. %

Анализируемый материал (число проб)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO
Филлиты из кровли рудной зоны (30)	50,9—57,7	14,2—19,5	7,2—9,8	0,2—1,8	0,1—6,3
	53,5	18,3	8,8	0,8	0,2
Филлиты из подошвы рудной зоны (25)	51,0—58,3	17,5—19,7	6,5—9,7	0,1—1,5	0,1—1,1
	54,5	18,6	8,0	0,5	0,4
Филлиты вне рудной зоны (16)	50,4—55,6	12,8—20,6	7,4—10,7	0,1—1,2	0,3—2,9
	53,2	17,7	9,0	0,6	0,7
Золото-сульфидная ру- да (24)	45,6—63,8	8,5—19,1	2,5—8,5	1,5—12,0	1,9—4,7
	53,5	15,4	4,2	5,2	3,4

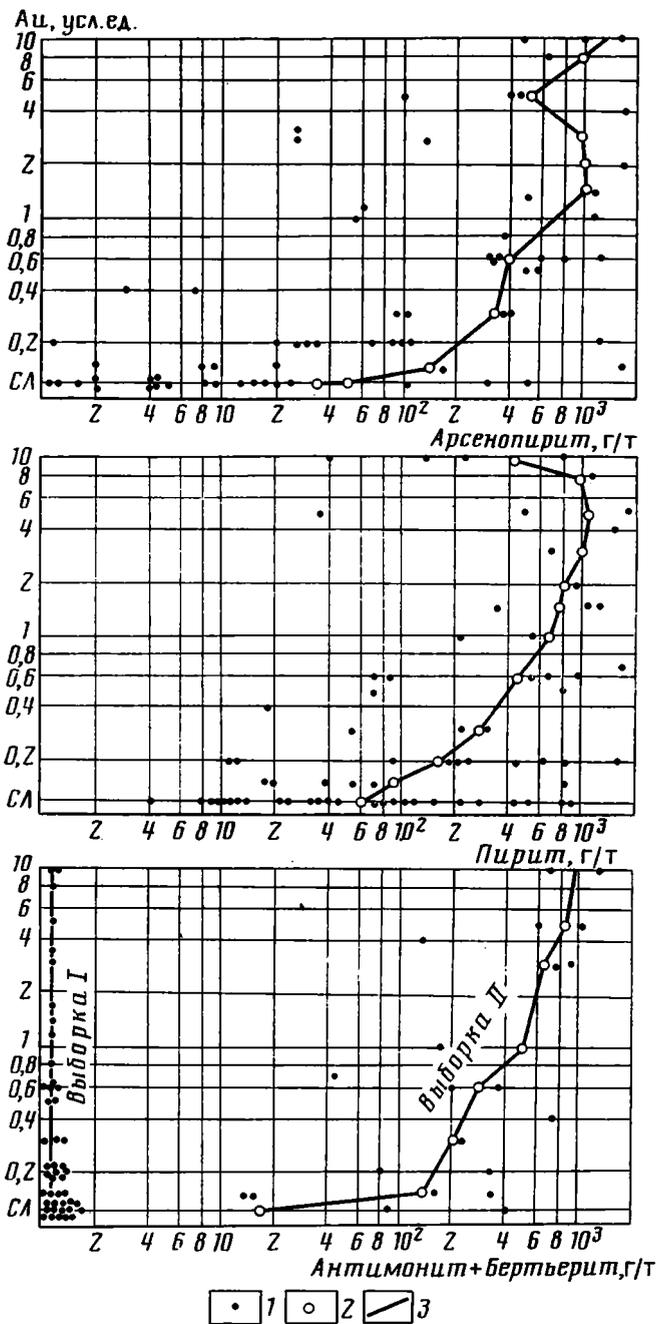
Анализируемый материал (число проб)	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	S <sub>общ</sub>
Филлиты из кровли рудной зоны (30)	1,6—2,7	0,5—1,2	3,0—4,4	2,3—3,7	0,1—0,4
	2,0	0,8	4,0	2,8	0,2
Филлиты из подошвы рудной зоны (25)	1,6—2,2	0,9—1,2	3,5—4,4	0,5—4,4	0,1—0,7
	1,8	1,0	3,9	1,8	0,2
Филлиты вне рудной зоны (16)	2,0—3,4	0,8—1,5	2,8—3,2	1,0—6,2	0,1—0,7
	2,4	1,3	3,0	3,4	0,2
Золото-сульфидная ру- да (24)	1,1—2,6	0,3—1,7	1,5—3,4	2,2—7,5	0,5—10,5
	1,8	0,7	2,6	5,2	4,4

Примечание. В числителе приведены предельные значения, в знаменателе — среднее содержание.

четание таких слоев с существенно бескарбонатными обуславливает слоистость породы. Между этими разновидностями наблюдаются постепенные переходы.

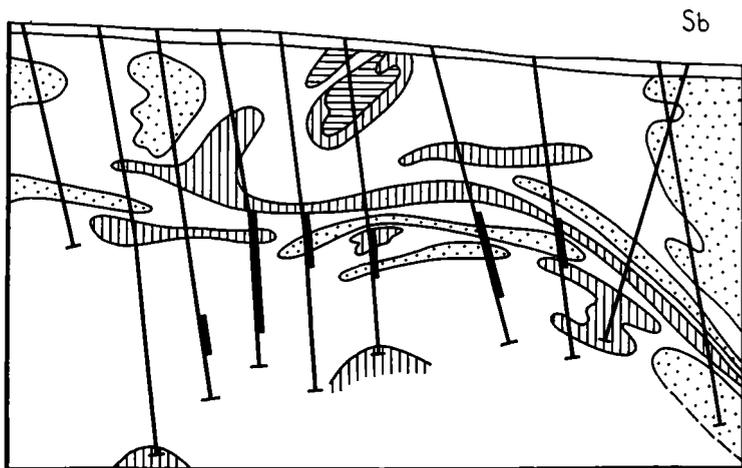
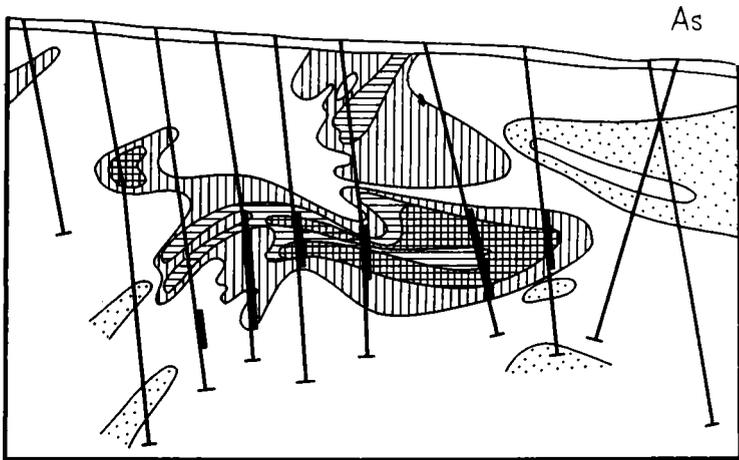
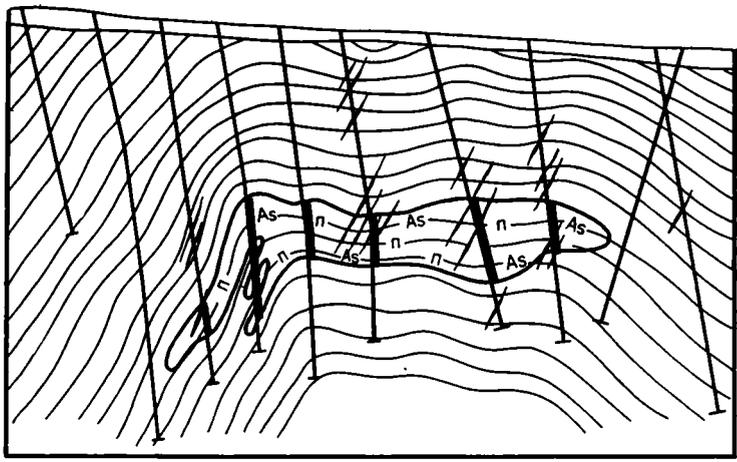
Порфиробласты карбоната обнаруживают четкую зональность: центральная часть сложена зернами неправильных очертаний темного карбоната, плеохроирующего от желтого до бурого; кайма состоит из ромбовидных кристаллов доломита, плеохроирующего от белого до светло-желтого цвета. Термическим анализом надежно устанавливается сидерит, которому соответствует центральная часть порфиробласт карбоната. Количественное соотношение сидеритового ядра и доломитовой каймы в порфиробластах может быть различным, вплоть до полного исчезновения первого.

Зона золото-сульфидного оруденения внешне отличается от субстрата лишь обилием в темно-серых филлитах тонкой, чаще всего послышной мелкозернистой (0,1—0,3 мм) вкрапленности пирита и арсенопирита. Под микроскопом обнаруживается резкое уменьшение порфиробласт карбоната и возникновение на их месте зерен пирита, чаще всего пентагондодэкаэдрического, реже кубического облика или зерен сложных форм. Иногда удается наблюдать частичное замещение порфиробласт карбоната, когда пиритовые зерна возникают на месте сидеритового ядра, а доломитовая каемка остается незамещенной. С нарастанием интенсивности золото-сульфидного оруденения сидерит полностью исчезает из породы, а карбонаты представлены кальцитом и доломитом в форме прожилков совместно с кварцем и сульфидами, что обязано процессам сегрегации этого материала из породы и отложения его в виде секущих жил и прожилков. Содержание сульфидных минералов в рудной зоне резко возрастает. Если вне ее содержание пирита составляет 100—200 г/т, а арсенопирит фиксируется эпизодически, либо полностью отсутствует, то в зоне золото-сульфидного оруденения содержание пирита достигает 1000—2000 г/т и более, и появляется арсенопирит при содержании 100—300 г/т. Перестройка минерального состава сопровождается

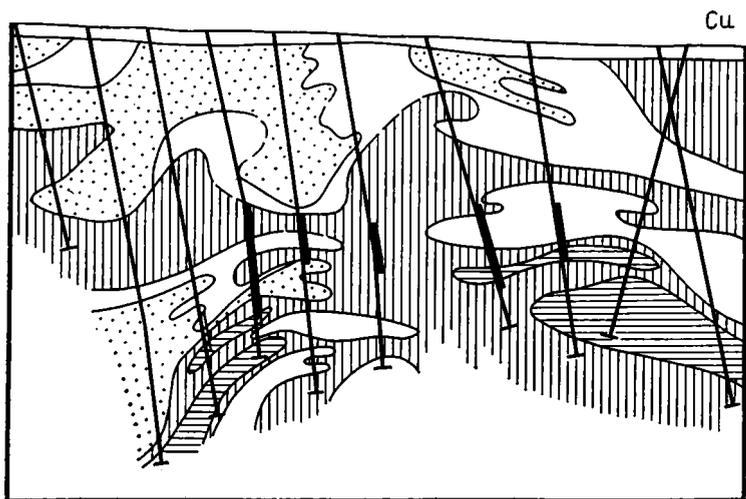
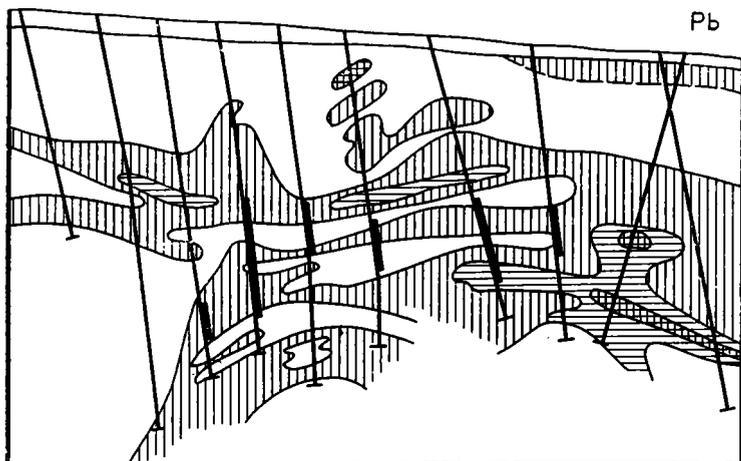
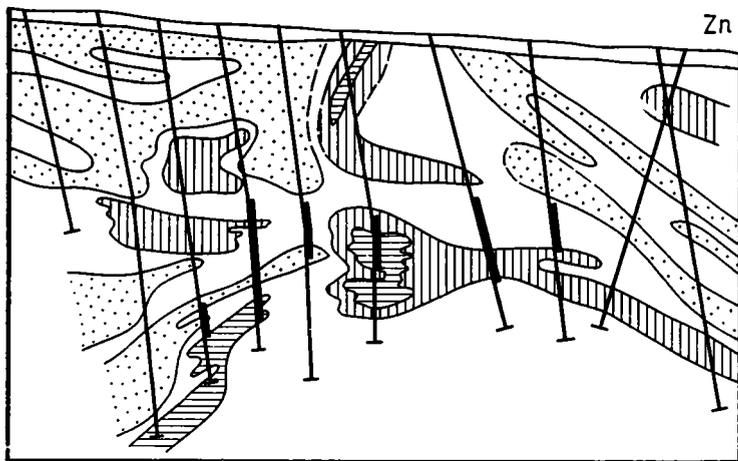


Фиг. 1. Графики зависимости содержаний золота от содержания арсенопирита, пирита и антимонита+бертьерита  
 1 — рядовые пробы; 2 — среднее по трем соседним выборкам;  
 3 — кривая средних содержаний

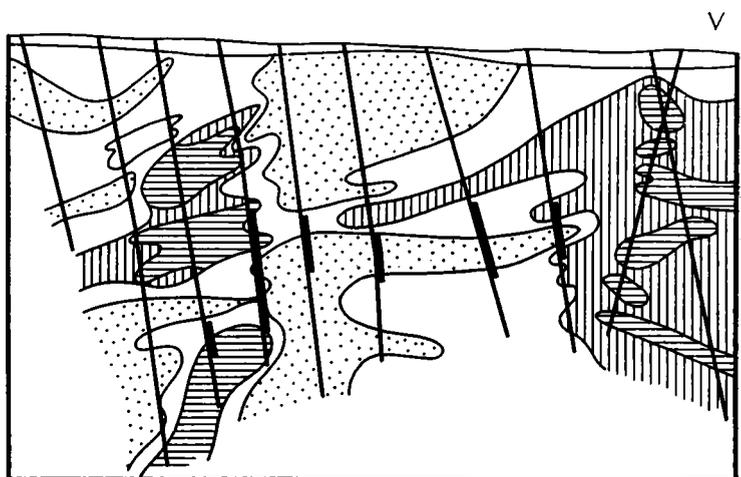
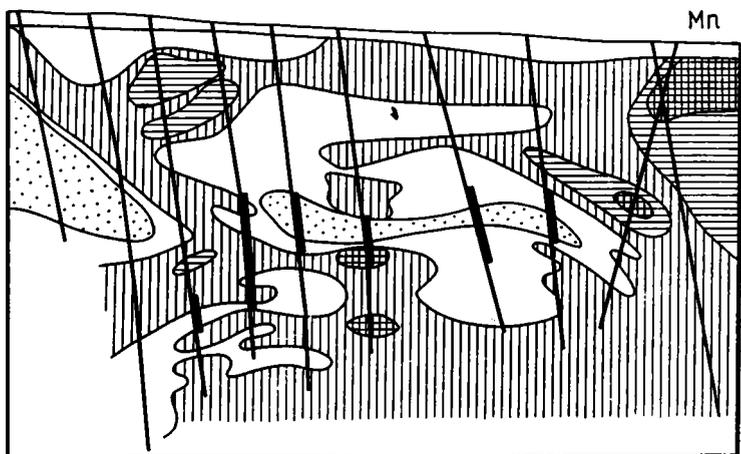
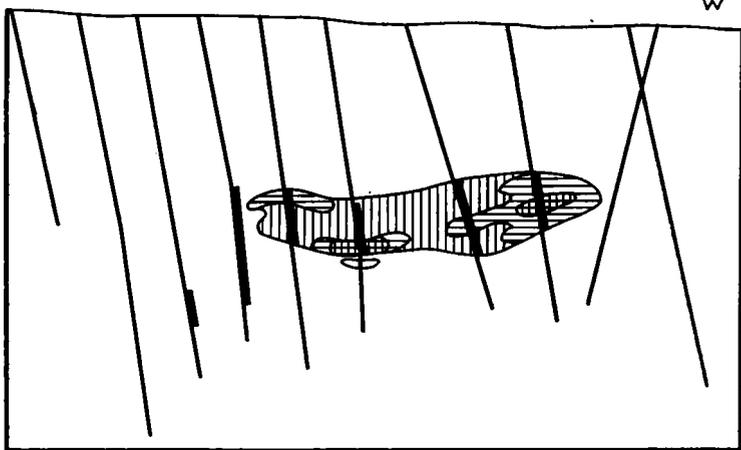
изменением химического состава (таблица). В рудной зоне отчетливо видно увеличение СаО и серы, связанное с появлением кварц-кальцит-доломитовых прожилков и сульфидизацией. Уровень содержаний остальных химических компонентов, в том числе кремнезема, не изменяется. Постоянным остается и валовое содержание железа, несмотря на то, что в рудной зоне оно представлено в основном в окисной, а во вмещающих породах — закисной формах. Тот факт, что возрастание сульфидной минерализации не сопровождается увеличением валового содержания железа, явно свидетельствует о метасоматическом возникновении пиритной вкрапленности в результате вытеснения  $\text{CO}_2$  серой в сидерите порфиробласт.



Фиг. 2 (I часть)



Фиг. 2 (II часть)



Фиг. 2. (III часть)

Фиг. 2. Геологический разряд и первичные ореолы элементов

1 — сланцы кварц-серицитовые, кварц-карбонат-серицитовые; 2 — кварцевые жилы; 3 — золотоносная зона сульфидизации и тонкопрожилкового окварцевания; 4 — скважины, утолщенной линией выделены золотоносные интервалы. Содержания элементов, %: 5 — As  $\geq$  0,3, Pb 0,03—0,01, W 0,008—0,05; 6 — As 0,1—0,2; Sb 0,02—0,08, Zn  $\geq$  0,03, Pb 0,008—0,004, Cu 0,02—0,01, W  $\geq$  0,003, Mn 0,08—0,06, V 0,02; 7 — As 0,08—0,03, Sb 0,015—0,008, Zn 0,02, Pb 0,003—0,002, Cu 0,008, W  $\geq$  0,001, Mn 0,05—0,04, V 0,015; 8 — As 0,02—0,01, Sb 0,006—0,005, Zn 0,01, Pb  $\leq$  0,01, Cu 0,006, Mn 0,03—0,02, V 0,01; 9 — As  $<$  0,01, Sb  $\leq$  0,005, Zn  $\leq$  0,008, Cu  $<$  0,006, Mn  $\leq$  0,01, V  $\leq$  0,01

При изучении валовой пробы оказалось, что золото-сульфидные руды состоят из кварца (46,2%), серицита (19,3%), карбоната (3,5%), пирита (11%), арсенопирита (до 6,5%). Остальные 13,5% приходятся на сростки.

Минералогические исследования золото-сульфидных руд показали, что сульфидная минерализация на 99% представлена послойными пиритовыми и арсенопирит-пиритовыми вкрапленниками и прожилками. Под микроскопом, как правило, в кварце обнаруживаются блеклые руды, антимонит, галенит, сфалерит, халькопирит.

По данным рационального анализа, 74,7% золота связано с сульфидами, 17,3% наблюдается в сростках с минералами, 8% является свободным. Изучение монофракций сульфидов свидетельствует о том, что максимальной золотоносностью характеризуется мелкоигльчатый арсенопирит. Содержание золота в пирите намного меньше, причем прямо зависит от степени мышьяковитости пирита. При двух-трехтысячекратном увеличении удается наблюдать мельчайшую примесь золота в арсенопирите.

Характер связи золота с сульфидными минералами определялся путем сопоставления результатов пробирного анализа с результатами минералогического анализа дубликатов проб (фиг. 1). Установлены следующие закономерности:

между содержаниями золота и пирита, золота и арсенопирита отмечается прямая корреляция до определенного предела, выше которого золотоносность пород либо не возрастает, либо даже снижается;

связь золота с сульфидными минералами сурьмы (антимонит, бертьерит) зависит от генетических особенностей этих минералов.

В выборке 1, отобранной из зоны золото-сульфидной минерализации, корреляция отсутствует. Во второй выборке, пробы которой взяты из кварцевых жил, между золотом и минералами сурьмы отмечается прямая корреляция, что свидетельствует о параллельном насыщении жильного кварца золотом и сульфидами сурьмы при формировании жил в благоприятной геохимической среде.

Изучение первичных ореолов (фиг. 2) показывает, что в геохимическом поле золото-сульфидной зоны однозначно интерпретируемые ореолы образует только мышьяк. Его содержания в ореоле прямо соответствуют интенсивности золото-сульфидной минерализации: по изоконцентрате мышьяка 0,1% оконтуриваются рудные тела, изоконцентрата 0,01% служит границей зоны золото-сульфидной минерализации, а ореолы мышьяка 0,005—0,08% фиксируют рудное поле в целом. Поведение остальных рудных микроэлементов в геохимическом поле не дает закономерной картины, что свидетельствует об индифферентном поведении их в золоторудном процессе. Тем не менее статистическая обработка данных спектральных анализов позволяет сделать вывод, что в золото-сульфидной зоне происходит концентрация вольфрама (в 6 раз), никеля (в 1,7 раз) и обеднение свинцом (в 1,7 раз), ванадием (в 1,3 раза), марганцем (в 1,9 раза). Необходимо отметить, что несмотря на его высокие содержания, минеральная форма вольфрама в рудной зоне не установлена. В кварцевых жилах, формирующихся внутри зоны золото-сульфидной минерализации, по сравнению с кварцевыми жилами вне ее при одинаковом содержании золота содержится в 5 раз больше мышьяка, в 3,8 раза больше хрома, в 1,8 раза больше вольфрама; но они обеднены

свинцом (в 8 раз), сурьмой (в 6 раз), марганцем (в 5 раз), кобальтом (в 2,4 раза), оловом (в 2 раза). Таким образом, при практически одинаковой золотоносности кварцево-жильные образования в рудном поле разделяются на два типа: 1) кварцевые жилы с золото-мышьяковой минерализацией среди золото-сульфидной зоны и 2) кварцевые жилы с сурьмяно-свинцовой минерализацией за пределами золото-сульфидной зоны. Безрудные кварцевые жилы за пределами рудного поля отличаются от золотоносных жил резко пониженными значениями мышьяка, вольфрама, но более высокими содержаниями свинца, цинка, меди, никеля.

Приведенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы:

золотые руды месторождения относятся к существенно мышьяковому золото-арсенипирит-пиритовому минералого-геохимическому типу;

формирование кварцевых жил и прожилков в зоне сульфидизации сопровождалось интенсивным заимствованием и перераспределением рудного вещества (золота и некоторых других микроэлементов);

генезис золотого оруденения не типично жильный гидротермальный, как считалось ранее, а изначально метасоматический, определяемый интенсивностью замещения в железистом карбонате аниона  $\text{CO}_2$  серой; в таком случае большую роль играет литологический фактор, а именно насыщенность пород метаморфогенно-осадочным железистым карбонатом; пространственное положение золоторудных тел относительно структуры осадочно-метаморфического комплекса дает основание определить их морфологический тип как стратиформную залежь;

проведение поисковых работ на рудное золото в регионе должно сопровождаться картированием сидеритоносных горизонтов, являющихся благоприятной средой при развитии процессов рудного метасоматоза.

#### Литература

1. Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Кочеткова К. В., Борисенко А. С. Удережское сурьмяное месторождение в Енисейском кряже.— В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—32.
2. Стеблева А. Т. Сурьмяное месторождение Енисейского кряжа.— В кн.: Геология и полезн. ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск: Изд-во Краснояр. ун-та, 1975, с. 89—93.

УДК 551.332.2 : 470.22

## **ВЛИЯНИЕ МОРФОСТРУКТУРЫ НА ЛЕДНИКОВЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ**

**ДЕМИДОВ И. Н.**

Приводятся данные о влиянии морфоструктуры на направление, дальность, особенности переноса и аккумуляции обломочного материала покровным материковым льдом. Рассматриваются литолого-петрографические особенности ледниковых отложений в зонах ледниковых вееров рассеивания рудных валунов и водно-ледниковых радиальных систем Западной Карелии, их связь с морфоструктурой. Высказываются предположения о зависимости фациальных условий гляциального седиментогенеза и взаимодействия системы ледник — ложе от морфоструктурных обстановок.

В течение ряда лет на территории Западной Карелии изучался литологический состав различных генетических типов гляциальных отложений, отражающий условия их осадконакопления и особенности взаимодействия системы ледник — ложе [1, 2, 5, 6, 8, 10]. С целью установления условий захвата, транспортировки и аккумуляции обломочного материала в различных морфоструктурных обстановках исследовались петрографический и гранулометрический составы гляциальных отложений, радиальных водно-ледниковых систем и зон развития ледниковых вееров разноса рудных валунов.

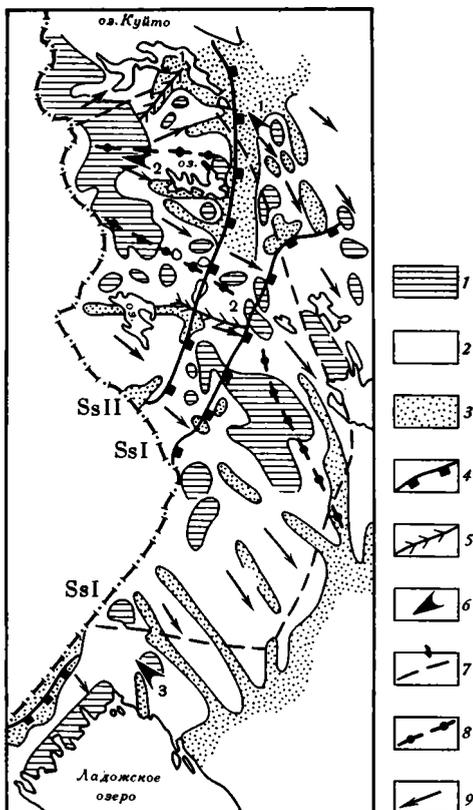
Методика работ заключалась в отборе проб гляциальных отложений весом 40—50 кг с последующим определением в полевых условиях процентного содержания гравийно-галечных фракций > 100, 100—70, 70—40, 40—20, 20—10, 10—5, 5—2, < 2 мм. Изучался петрографический состав наиболее представительных фракций (70—20 и 20—10 мм). В районах ледниковых вееров разноса рудных валунов проводились также маршруты по валунным поискам. При отборе проб из гляциальных отложений учитывались структурно-текстурные особенности, отражающие их фациальные условия осадконакопления.

Условия гляциального седиментогенеза на территории Западной Карелии имели специфические особенности, обусловленные как геологическим строением района, так и непосредственной близостью ее к центральным частям ледникового щита.

Территория Западной Карелии сложена докембрийскими, кристаллическими, сильно расчлененными породами. В геологическом строении фундамента принимают участие главным образом архейские гранитоиды, кроме того, развиты различные сланцы и основные породы. В восточной части района располагается субмеридиональная зона нижнепротерозойских кварцитов и кварцито-песчаников [2, 7].

Основной особенностью морфоструктуры является чередование мощных удлиненных или изометричных антиклинальных и горст-антиклинальных структур с имеющими подчиненное распространение синклиналичными структурами. Положительные морфоструктуры приурочены, как правило, к областям развития гранитоидов, отрицательные — к вулканогенно-осадочным толщам [2, 7]. Большая часть территории по тектоническому районированию относится к Западно-Карельскому сложному горсту, в пределах которого выделяют три крупных блока [7]. Каждый из блоков характеризуется своеобразием типов и форм денудационно-тектонического рельефа, степенью горизонтального и вертикального расчленения рельефа, гипсометрическим положением.

Во время последнего оледенения территория Западной Карелии относилась к зоне преобладающей экзарации, а в ходе дегляциации лед-



Фиг. 1. Схема мощностей четвертичных отложений Западной Карелии (по И. М. Экману)

1—3 — мощность четвертичных отложений, м: 1 — 0—3, 2 — 3—10, 3 — 10; 4 — краевые образования; 5 — Луусалминская (1) и Волломская (2) радиальные системы; 6 — ледниковые веера разноса рудных валунов (1 — Саповаарский, 2 — Костомукшский, 3 — Ялонварский); 7 — границы Западно - Карельского сложного горста; 8 — основные ледоразделы; 9 — направления движения льда

никовый покров сохранял активность, о чем свидетельствует наличие многочисленных напорных ледниковых форм рельефа, гляциодислокаций [9]. Продвижение активных ледниковых потоков по скальному сильно расчлененному ложу, перекрытому крайне незначительным по мощности чехлом межледниковых отложений, обусловило специфические черты воздействия ледника на ложе, на пространственное размещение и характер морфоскульптуры, вещественный состав слагающих ее отложений.

На рассматриваемой территории выделяются два комплекса краевых образований стадий сальпаусселькя I и II, имеющих преимущественно напорный характер. Широко распространены холмисто-моренные, местами друмлинизированные равнины, переходящие в районах краевых образований в за- и предфронтальные зандровые и озерно-ледниковые равнины. Особенностью морфоскульптуры является наличие многочисленных радиальных водно-ледниковых систем, протягивающихся на десятки километров. Радиальные системы представляют собой сложные, полигенетические образования, состоящие из озовых и моренных гряд, ложбин стока и дельт. Водно-ледниковые осадки представлены гравийно-галечными отложениями, собственно-ледниковые — супесчаной и песчаной мореной, часто сильно завалуненной. Мощность четвертичных отложений колеблется от 0 до 10 м и более. Максимальные мощности приурочены к депрессиям кристаллического фундамента, к районам краевых ледниковых образований и водно-ледниковой аккумуляции. Минимальные мощности выявлены на крупных выступах кристаллического ложа, где они редко превышают 3 м и часто наблюдаются участки, лишенные сплошного моренного покрова [7—9] (фиг. 1). Средняя мощность четвертичных отложений составляет 3—6 м.

Направление, дальность, условия транспортировки и аккумуляции обломочного материала в различных морфоструктурных обстановках изучались в зонах развития ледниковых вееров рассеивания рудных валунов. На территории Западной Карелии было исследовано три ледни-

Таблица 1

**Дальность переноса валунов в ледниковых веерах рассеивания  
рудных валунов**

Ледниковый веер	Длина подземной части, м	Общая дальность переноса валунов, км
Саповаарский	1500	5—6
Костомукшский	300—400	12
Ялонваарский	100—300	3,5

Таблица 2

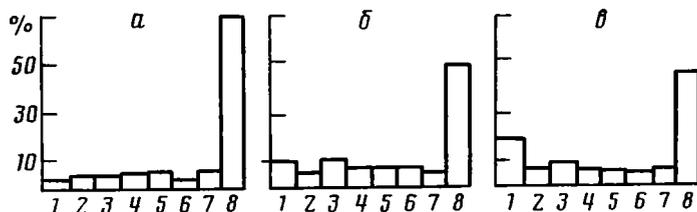
**Изменение петрографического состава обломочного материала (фр. 2—7 см) в морене по простираанию ледникового веера рассеивания рудных валунов Костомукшского месторождения (с использованием данных И. М. Экмана), %**

Порода	Расстояние от месторождения, км					
	в зоне месторождения			12	36	34
Магнетитовые кварциты	17,8	7,7	3,0	0,9	0,1—0,01	0,01
Сланцы	32,3	52,3	44,0	31,9	4,3	6,8
Галлефлинты	—	0,9	2,0	0,9	0,015	0,01
Габбродиабазы	—	—	—	11,2	6,5	2,9
Гранитоиды	44,6	38,2	49,0	51,7	87,1	89,8

ковых веера — Саповаарский, Костомукшский, Ялонваарский [6] (см. фиг. 1). Саповаарский веер расположен в зоне развития линейно-грядового тектонического рельефа северо-западного простираания, совпадающего с направлением движения льда. Костомукшский веер приурочен к понижению между ассиметричными тектоническими блоками и гранитными куполами. Ялонваарский веер формировался на проксимальном ступенчатом склоне возвышенности. При незначительной мощности материкового льда его движение контролировалось окружающими выступами кристаллического фундамента. По мере нарастания мощности лед перекрывал выступы коренного ложа и мог существенно изменять направление своего движения. Обычно ледниковые веера имеют форму довольно узких конусов с почти параллельными сторонами и углом в вершине 5—15°. При поэтапной истории формирования веера, когда направление движения льда менялось в результате изменения соотношения его мощности и относительного превышения морфоструктуры, веер принимал форму резко расширяющегося конуса с углом в вершине 40—50°.

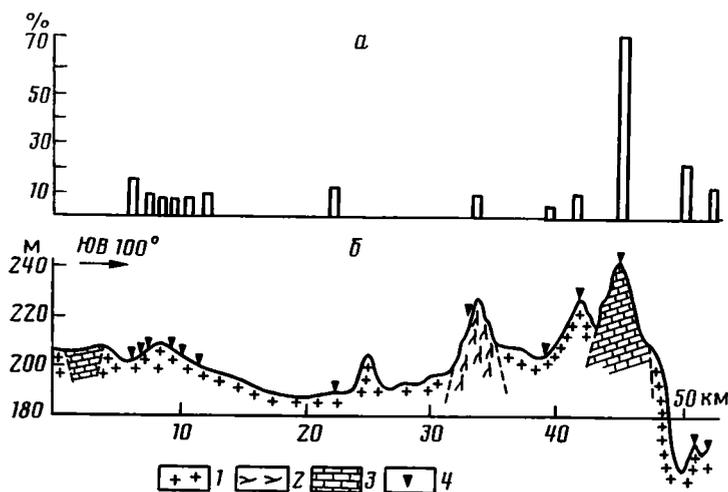
Повышенное содержание рудных валунов обычно наблюдается в осевых зонах вееров, а также на участках крупных выступов и перегибов кристаллического фундамента [6]. Дальность переноса обломочного материала также зависит от рельефа подстилающих пород. Совпадение направления движения льда с направлением простираания морфоструктур способствует более дальнему переносу обломочного материала. Перенос крупных валунов прослеживается на 6—12 км (табл. 1). Отдельные рудные гальки в районе Костомукшского веера были обнаружены на расстоянии 34—36 км от месторождения, но составляли лишь десятые и сотые доли процента от общего веса проб. Здесь наиболее наглядно видна дезинтеграция обломочного материала при его переносе ледником на значительные расстояния (табл. 2). На протяжении первых сотен метров, а иногда и первых километров рудные валуны находятся, как правило, в толще морены и лишь далее (в дистальном направлении) начинают встречаться на ее поверхности. Длина подземной части вееров отражает соотношение горизонтального и вертикального перемещения обломков в теле движущегося льда и также зависит от морфоструктуры. Так, для Саповаарского веера, где направление движения льда совпада-

ло с простираанием геологических структур, при длине веера 5—6 км подземная часть его составляет 1,5—2 км. Ялонваарский веер, расположенный практически на проксимальном ступенчато-блоковом склоне, при длине 3,5 км имеет подземный характер на 100—300 м [6] (см. табл. 1). Очевидно, крутые склоны рельефа коренных пород вызывали дифференциацию скоростей в теле ледника, переход его движения к чешуйчатонадвиговому типу. В этом случае происходит более быстрое продвижение обломков по внутренним скалам в теле ледника от его придонных частей к поверхности.



Фиг. 2. Гранулометрический состав различных типов ледниковых отложений Западной Карелии

*а* — монолитных морен, развитых в условиях ровного рельефа; *б* — морен, развитых в районах уступов фундамента; *в* — конечных морен: 1—8 — фракции, мм (1—100; 2 — 100—70; 3 — 70—40; 4 — 40—20; 5 — 20—10; 6 — 10—5; 7 — 5—2; 8 — <math><2</math>)



Фиг. 3. Изменение процентного содержания обломков кварцитов в гляциальных отложениях Воломской радиальной системы (*а*) и ее геологический разрез (*б*)  
1—2 — граниты (1 — плагиоминоклиновые; 2 — плагиоклазовые); 3 — кварциты; 4 — места отбора проб

Водно-ледниковые радиальные системы, протягиваясь на десятки километров, пересекают участки с различной литологией и рельефом подстилающих пород. Различные морфоструктурные обстановки оказали воздействие на гляциодинамические условия осадконакопления, на петрографический и гранулометрический состав ледниковых отложений. Как показали данные петрографического анализа галечных фракций 70—20 и 20—10 мм, петрографический состав ледниковых и водно-ледниковых отложений является довольно схожим, в то время как их гранулометрический состав может существенно различаться в зависимости от условий и динамики осадконакопления в ледниковой и водно-ледниковой средах (фиг. 2). Среднее содержание обломков гранитоидов в гляциальных отложениях колеблется в пределах 75—90%, биотитовых гнейсов и различных сланцев 10—20, основных пород 5—7, кварцитов 5—10%. Следует отметить, что содержание в морене обломков различных сланцев, слабоустойчивых к экзарации, но залегающих обычно в

понижениях кристаллического фундамента, не превышает 10—15%, в то время как выступы кристаллического ложа, сложенные прочными гранитами и кварцитами, подвергались усиленной ледниковой эрозии. Содержание в морене горных пород, непосредственно слагающих выступы фундамента, достигает 30—70%. Зависимость петрографического состава гляциальных отложений от морфоструктуры хорошо видна на примере содержания обломков кварцитов в отложениях Воломской радиальной системы (фиг. 3). На протяжении почти всей системы их содержание не превышает 8—13%. На восточном конце системы в пробе, взятой из конечно-моренной гряды, расположенной непосредственно на кварцитовом крыже горы Кемиваара, содержание кварцитов достигает 70%. За зоной развития кварцитов, в 5 и 6 км на восток, содержание их обломков, отобранных из флювиогляциальных отложений, составляет соответственно 20 и 12%.

В районах крупных выступов фундамента изменяется и гранулометрический состав моренных отложений. В морене, развитой на выступах ложа, содержание крупнообломочного материала диаметром  $>1$  см достигает 35—50%.

В Луусалминской радиальной системе, расположенной на севере Западной Карелии, не зафиксировано столь резкого изменения петрографического состава ледниковых отложений. На протяжении почти всей системы петрографический состав галек остается довольно постоянным. Содержание обломков различных сланцев и основных пород колеблется от 5 до 15%, а гранитоидов — от 85 до 94%. Геологическое строение и морфоскульптурная обстановка Луусалминской системы довольно схожи с районом Воломской системы. Основное отличие заключается в строении рельефа коренных пород.

Луусалминская система располагается в северной части Костомукшского блока, характеризующегося рельефом плоских изометричных водоразделов с незначительным перепадом относительных высот и общим наклоном поверхности на северо-восток в сторону Куйтинской депрессии [7] (см. фиг. 1). Район Воломской системы расположен на Лексозерском блоке, занимающем центральную, наиболее возвышенную часть Западно-Карельского горста. Денудационно-тектонический рельеф этой зоны характеризуется значительной вертикальной расчлененностью, достигающей 100—150 м. Системы гряд, как правило, северо-западного простирания имеют крутые, почти отвесные склоны. В понижениях между основными системами гряд наблюдаются участки с крупнохолмистым рельефом северо-восточного и субмеридионального простирания [7].

Очевидно, при движении материковых льдов в районе Луусалминской системы, при более спокойном рельефе коренных пород, экзарация ложа была значительно меньшей, чем в районе сложнопересеченного, сильно дислоцированного района Воломы.

Из изложенного выше фактического материала можно выявить ряд закономерностей влияния морфоструктуры на гляциальный седиментогенез, проявившихся как в изменении петрографического и гранулометрического составов гляциальных отложений, так и в направлении и дальности переноса обломочного материала.

На территории Западной Карелии в начальные и заключительные стадии оледенения при относительно небольшой мощности льда направление его движения контролировалось крупными выступами кристаллического ложа. Дальность переноса обломочного материала не превышала 30—40 км, но на такое расстояние переносились лишь отдельные обломки пород, составляющие первые проценты, а часто и доли процента от общего содержания обломков в морене (см. табл. 2, фиг. 3). В более значительном (до 30—45%) количестве местный материал распространялся не далее 10—15 км. Это расстояние могло существенно меняться в зависимости от направлений движения льда и простирания крупных морфоструктур (см. табл. 1) [6].

Крупные выступы ложа подвергались усиленной экзарации, о чем свидетельствует крупнообломочный характер развитых на них морен,

наличие многочисленных глыб и отторженцев. В галечных фракциях преобладают преимущественно местные породы, непосредственно слагающие выступ фундамента. Их содержание может достигать 70% и более.

Изменение вещественного состава морен, направления и дальности переноса обломочного материала указывает на смену фазиальных условий гляциального седиментогенеза, часто обусловленную морфоструктурой района. При формировании моренного покрова, по Ю. А. Лаврушину [5], выделяется ряд стадий, для которых характерны своеобразные типы движения льда, обусловившие различия в его воздействии на подстилающее ложе и образование тех или иных литологических разновидностей морен. На первой стадии преобладает экзарация ложа, идет образование локальных морен. На второй стадии при господстве послонно-пластичного типа движения льда происходит отслаивание моренного материала из основания движущегося ледника и образование монолитной морены. Для третьей, так называемой перестилаемой фазы моренной аккумуляции, характерен чешуйчато-надвиговый тип движения льда, усиленная экзарация ложа и образование мощных чешуйчатых морен. Формирование моренного покрова на соседних участках может идти синхронно или гетерохронно и заканчиваться на той или иной стадии [4, 5].

На территории Западной Карелии при сильно пересеченном рельефе и большой активности в ходе дегляциации ледникового покрова гляциодинамические условия осадконакопления существенно изменялись в пространстве и времени. Так, выше некоторых относительных отметок часто наблюдается отсутствие моренного покрова. Этот так называемый верхний предел аккумуляции морены определялся мощностью мореносодержащего льда и относительными повышениями рельефа. По полевым наблюдениям и из анализа топографических карт он составляет в среднем 50—60 м над окружающими понижениями. Выше этих отметок материковый лед не содержал достаточного для образования сплошного моренного пласта количества обломочного материала. Как правило, вблизи верхнего предела моренной аккумуляции на склонах и перегибах возвышенностей часто наблюдаются локальные морены, характерные для первой (экзарационной) стадии образования основных морен. Локальные морены характеризуются крупнообломочным составом, имеют небольшую мощность и часто встречаются с типичными экзарационными формами рельефа. Вторая стадия образования моренного покрова (отслаивание морены из-под основания движущегося льда) лучше выражена на более низких в гипсометрическом отношении участках. Для этой стадии характерна умеренная экзарация ложа и большое количество дальнотранспортированных обломков пород на поверхности морены [3]. Средняя мощность монолитных морен составляет 3—6 м. В разрезах насчитывается до шести моренных плит мощностью 30—90 см, разделенных песчано-алевритовыми прослоями. Содержание крупнообломочных галечных фракций диаметром  $>1$  см составляет 15—25%.

Третья (перестилаемая) стадия моренной аккумуляции в Западной Карелии развита на участках краевых образований и перед крупными выступами ложа. Являясь мощным препятствием на пути движения льда, выступы коренных пород с относительными высотами в десятки метров вызвали резкое увеличение давления ледника на ложе, дифференциацию скоростей движения в его теле и последующий переход от послонно-пластичного типа движения льда к чешуйчато-надвиговому. Об интенсивной экзарации выступов фундамента свидетельствует гранулометрический состав морен, развитых на их склонах, где обломки диаметром более 1 см составляют 35—50%, что на 20—30% превышает их содержание в моренах, образовавшихся в условиях ровного рельефа. Содержание крупнообломочного материала в моренах краевых зон достигает 35—70% (см. фиг. 2, 3). В районах выступов ложа меняется и петрографический состав обломков в морене. Усиление экзарации и продвижение сверху обломочного материала по внутренним сколам в теле

ледника способствовали обогащению морены фрагментами горных пород, непосредственно слагающих выступ фундамента (см. фиг. 3). Для чешуйчато-надвигового типа движения льда характерно более быстрое продвижение обломков из придонных частей ледника на его поверхность, чем при послойно-пластичном типе движения. Это оказывает влияние и на дальность переноса обломочного материала. При несовпадении направлений движения льда и простирания морфоструктур дезинтеграция и аккумуляция обломочного материала происходят довольно быстро, дальность ледниковой транспортировки относительно невелика (см. табл. 1, 2).

В условиях сложнопересеченного рельефа преобладание чешуйчато-надвигового типа движения льда способствовало усилению экзарации ложа, развитию экзарационных и чешуйчатых морен, характерных для 1-й и 3-й стадий образования моренного покрова. Благодаря повышенной экзарации и относительно небольшой дальности транспортировки обломочного материала петрографический состав галечных фракций гляциальных отложений более ярко отражает состав ложа, чем в условиях ровного рельефа.

#### Литература

1. *Асеев А. А.* Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.
2. *Бискэ Г. С.* Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1959. 307 с.
3. *Евзеров В. Я., Рубинраут Г. С.* Механизм формирования морены последнего ледникового покрова Кольского полуострова.— В кн.: Геоморфология и геология четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск: Карелия, 1976, с. 108—116.
4. *Лаврушин Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.
5. *Лаврушин Ю. А.* Некоторые общие вопросы моренного седиментогенеза.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 123—135.
6. *Ладожское озеро*/Под ред. Бискэ Г. С. Петрозаводск: Карелия, 1978. 205 с.
7. *Лукашов А. Д.* Новейшая тектоника Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1976. 108 с.
8. *Лукашов А. Д., Экман И. М.* Влияние рельефа фундамента на формирование четвертичного покрова Карелии.— В кн.: Материалы IV Всес. междувед. совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения. Рига, 1972, с. 257—272.
9. *Лукашов А. Д., Экман И. М.* Деграция последнего оледенения и некоторые особенности маргинальной и островной ледниковой аккумуляции в Карелии.— В кн.: Природа и хозяйство Севера. Мурманск: Апатиты, 1980, вып. 7, с. 8—20.
10. *Рихина Е. В.* Литология ледниковых отложений. Л.: Наука, 1973. 176 с.
11. *Юозапавичюс Г. А., Экман И. М.* Особенности формирования структуры и состава четвертичных обломочных отложений Балтийского щита.— В кн.: Природа и хозяйство Севера. Мурманск: Апатиты, 1984, вып. 12, с. 14—25.

Институт геологии  
Карельского филиала АН СССР,  
Петрозаводск

Поступила в редакцию  
1.VII.1985

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 552.52 : 553.64(282.281.3)

**ФОСФАТСОДЕРЖАЩИЕ ГЛИНЫ КОНУСА ВЫНОСА АМАЗОНКИ**

**ШНЮКОВ Е. Ф., ЩЕРБАКОВ И. Б., СОБОЛЕВСКИЙ Ю. В.**

Многочисленные и разнообразные проявления фосфоритов известны вдоль африканского берега Атлантического океана. В частности, новая зона фосфоритообразования недавно обнаружена в пределах материковой окраины экваториальной Африки [2]. Вдоль американского побережья Атлантики до сих пор отмечены лишь единичные находки фосфоритов [1], а у берегов Южной Америки они вообще не были известны. Впервые такая точка установлена при проведении 28-го рейса НИС «Академик Вернадский» в 1984 г. при выполнении исследований в пределах конуса выноса р. Амазонки. Слой фосфатсодержащих глин обнаружен в колонке, поднятой на ст. 4120, расположенной на юго-западном склоне поднятия Демерера в 300 км к северо-востоку от устья Амазонки в точке с координатами 4°51' с. ш. и 46°01' з. д. при глубине океана 3730 м.

В колонке длиной 535 см вскрыт следующий разрез:

0—21 см — ил песчанистый, светло-коричневый, книзу более темный, серый, пластичный; мелкопесчаная фракция составляет 30% и представлена фораминиферами;

21—25 см — глина тонкослоистая, фосфатсодержащая, с примесью карбонатного детрита и иероглифической текстурой благодаря многочисленным ходам илоедов, инкрустированным гидроокислами железа и марганца;

25—36 см — ил слабопесчанистый, светло-серый, пластичный; мелкопесчаная фракция (до 6%) сложена фораминиферами;

36—100 см — ил пелитовый, серый, пластичный, с редкими зернами глауконита, приуроченными к отдельным слоям;

100—290 см — ил пелитовый, пластичный, оливково-серый, с многочисленными прослойками, обогащенными глауконитом, чередующимся через 10 см;

290—535 см — ил серый, пластичный с обильными мелкими сажистыми скоплениями глауконита.

В восстановленной зоне встречено округлоуплощенное образование сапропеля длиной до 1 см. В интервале 330 см обнаружены редкие катуны, состоящие из алевритового материала, сцементированного глауконитом. Внутри катунов — черное плотное битуминозное вещество.

Фосфатсодержащая глина состоит из чередующихся ржаво-бурых и серых (в сухом состоянии) слоев мощностью 1—2 мм при преобладании последних. В ней фиксируются многочисленные ходы илоедов, имеющих четкие контакты с вмещающей породой. Толщина ходов вместе с оболочкой 1—3 мм. В пределах ходов оболочки у стенок более плотные, чем вмещающая глина.

Около 0,5% объема глины слагает глауконит, причем он наблюдается в двух видах — плотный и рыхлый, сажистый.

Плотный темно-зеленый глауконит образует ядра в раковинах фораминифер, нередко с оторочкой фосфатсодержащего глинистого вещества. Судя по показателю преломления ( $n_g$  1,637), он весьма железистый. Содержание фосфора в плотном глауконите не превышает 0,3%. Второй вид глауконита — крупные (до 1 мм), серо-зеленые рыхлые скопления, иногда заполняющие раковины наиболее крупных фораминифер.

По данным рентгеноструктурного анализа, фосфатсодержащие глины имеют монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистый состав. Алевритовая примесь, присутствующая в очень малых количествах, представлена кварцем и полевыми шпатами. На фоне этих мелких частиц выделяются сравнительно крупные (0,4—0,5 мм) единичные хорошо окатанные зерна кислого плагиоклаза ( $N_2$  27—34,  $n_g$  от 1,549 до 1,552).

Под микроскопом видно, что фосфатсодержащие глины состоят из беспорядочно ориентированных чешуек глинистых минералов. При одном никеле порода имеет пятнистую, неоднородную окраску от зеленовато-серой до густой бурой, обусловленную распределением гидроокислов железа. Наблюдаются многочисленные мелкие фораминиферы, иногда встречаются более крупные раковины. Фосфат наблюдается в виде выделений нескольких морфологических типов: 1) слагает ядра фораминифер или полностью замещает раковину; 2) выполняет ходы илоедов, имеющие неправильную, извилистую форму и быстро выклинивающиеся. Иногда наблюдаются расширения ходов на отдельных участках до 1,5 мм в поперечнике. Эти выполнения в свою очередь имеют несколько разновидностей. Наиболее распространен тип выполнения, когда изотропный фосфат в смеси с тонкодисперсным глинистым веществом, более тонким, чем во вмещающей породе, полностью заполняет полость. Иногда фосфат образует тонкую корочку у стенок ходов, а внутренняя часть ходов — полая; реже он выполняет полностью раздувы в ходах илоедов.

**Химический состав глин конуса выноса Амазонки\***

Компонент	Глина		Компонент	Глина	
	вмещающая	фосфатсодержащая		вмещающая	фосфатсодержащая
SiO <sub>2</sub>	36,60	33,66	Na <sub>2</sub> O	2,26	0,96
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,41	K <sub>2</sub> O	1,80	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,91	11,96	SO <sub>3</sub>	0,03	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,02	18,64	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,11	3,98
FeO	0,54	0,36	H <sub>2</sub> O	5,90	4,84
MnO	0,36	0,98	CO <sub>2</sub>	8,80	8,80
MgO	2,22	2,03	C	0,48	0,38
CaO	6,74	7,04	F		0,12
			Сумма	99,59	99,99

\* Анализ выполнен в лаборатории силикатного анализа Института геологических наук АН УССР. Аналитик Н. К. Чугунная.

Фосфат представлен коллофаном, при одном никеле почти бесцветным, со слабым желтоватым оттенком, своеобразными микротрещинками усыхания; изотропен,  $n=1,607$ . Рентгеноструктурный анализ позволил отнести исследованный фосфат к карбонатапатиту.

Химический состав вмещающей и фосфатсодержащей глин приведен в таблице. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> во вмещающей глине составляет 2,11%, а в фосфатизированной глине из ходов илоедов — 3,98% (см. таблицу). В раздувах ходов илоедов, сложенных коллофаном, содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> возрастает до 19% (определение Н. И. Котляр).

В целом химизм вмещающей и фосфатсодержащей глин почти идентичен. В фосфатсодержащей глине существенно возрастает содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при уменьшении содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO. Несколько возрастает содержание MnO и CaO. Такое изменение химизма отражает процесс перераспределения вещества в диагенезе под влиянием илоедов и сегрегации P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Обсуждение генезиса фосфатсодержащих глин среди нормально-осадочных океанических илов требует привлечения материалов о вещественном составе, химизме взвешенного и растворенного материала, выносимого Амазонкой в океан. Этим вопросам посвящены многочисленные публикации [4—7]. Амазонка выносит огромное количество взвешенного и растворенного материала в океан. Согласно данным, приведенным в работе [5], суммарное количество его достигает  $5 \cdot 10^8$  т/год. Распределение этого материала неравномерное. Так, в пределах южного внутреннего шельфа имеется много песчаных валов с амплитудой 3—8 м, в то время как северный внутренний шельф покрыт илом. В пределах северного шельфа развита система каньонов, возникших в результате субаэральной эрозии в четвертичный период. Наибольший подводный каньон — Амазонский, протягивается с внешнего шельфа до глубины 1500 м. Отложения северного шельфа сложены субаркозовыми глинами, представленными иллитовым пелитом. Непосредственно в каньоне развиты аркозы. Пояс песка характеризует самое низкое стояние моря.

В настоящее время большинство взвешенных частиц отлагается непосредственно у устья Амазонки. Более 1% остается в водах в виде суспензии (соленость 0—3‰). Почти не выносятся частицы в сторону океана из эстуария в поверхностных водах.

Большая часть осадков, отложившихся в устье Амазонки, перемывается и транспортируется в северо-западном направлении Гвианским течением (20% материала в виде суспензии движется к Суринаму и некоторое количество достигает Карибского моря). Мористее в илах возрастает количество иллита и понижается содержание каолинита. В динамике развития Амазонки и прилегающей части океана при низком стоянии уровня последнего (60—80 м) осадки были транспортированы через подводный Амазонский каньон в более глубокие части. Примечательно, что в пределах каньона и прилегающих абиссальных равнин большое количество терригенных глин висконсинского (валдайского) возраста переслаивается с аркозовыми песками. Авторы работы [5] приходят к выводу, что амазонская суша и прилегающие прибрежные районы в гляциальные периоды были полуаридными.

Е. Шолковитц и Н. Прайс [7] приводят следующие данные по содержанию и распределению основных элементов в суспензиях эстуария Амазонки. Собственно воды Амазонки несут только 50—70 мг/л суспензии (это количество увеличивается за счет взмучивания уже отложившихся осадков). По цвету воды, отражающему содержание взвешенного и растворенного вещества, выделяются три зоны: коричневая вода (соленость 0—10‰) — зона терригенного материала; зеленая вода (соленость 10—25‰) — зона биогенного накопления, преимущественно диатомов; зона голубой воды (соленость ~25‰).

Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> во взвеси собственно Амазонки (в пересчете на сухой остаток) составляет  $0,18 \pm 0,01\%$ , во взвеси эстуария (зона коричневой воды)  $0,20 \pm 0,05\%$  (при солености ~10‰), во взвеси эстуария (зона голубой воды)  $1,03 \pm 0,73\%$  (при солености более 10‰).

В пределах эстуария Амазонки преобладает фитопланктон, состоящий преимущественно из Si, Mg, Ti, Mn, Fe, содержание которых хорошо коррелируется с содержанием фосфора. В составе фитопланктона развиты преимущественно диатомы.

По данным, приведенным в работе [4], Амазонка выносит в океан в растворенном виде  $PO_4$  в количестве  $0,22 \cdot 10^{12}$  т/год.

Изложенное выше позволяет высказать следующее предположение о генезисе описываемых фосфатсодержащих глин. Пространственно станция 4120, на которой вскрыты среди илов фосфатсодержащие глины, расположена в пределах континентального склона — седловины между шельфом и поднятием Демерера на траверсе подводного Амазонского каньона. Осадки при низком стоянии моря транспортировались через этот каньон в пределы прилегающих абиссальных равнин.

Литологические особенности описываемых глин (цвет, структура, текстура, наличие гидроокислов железа и т. д.) позволяют считать их субаэральными образованиями, сходными с аналогичными глинами висконсинского возраста, развитыми в подводном Амазонском каньоне. Сравнительно высокое (2,11%) содержание  $P_2O_5$  в описываемых глинах обусловлено в основном сорбцией фосфора гидроокислами железа, а также частично глинистыми минералами.

Основная масса фосфатного материала сконцентрирована в ходах илоедов. Первичное глинистое вещество в пределах этих ходов переработано, как указывалось выше, неодинаково. В случае частичной переработки в пределах ходов присутствует глинисто-коллоидный агрегат с содержанием  $P_2O_5$  3,98%. В отдельных случаях, особенно в слепых углах ходов, а также ядрах фораминифер присутствует коллофан с примесью глинистого вещества и содержание  $P_2O_5$  достигает 19%. Подобные трубчатые образования, связанные с фосфатизацией ходов ракообразных, описаны в работе [3] в пределах шельфа Западного Индостана. Фосфатные образования в ядрах фораминифер, а также в ходах илоедов, возникли в результате диагенетического перераспределения фосфора, источниками которого, несомненно, являются вмещающие субаэральные глины валдайского возраста.

Влияние выноса Амазонки на состав терригенной составляющей алевролитистого ила в нижней части описываемого разреза (интервал 500 см) очевидно. Здесь содержится до 8% силикатных минералов мелкоалевритовой (0,02—0,04 мм) размерности. Зерна неокатанные, угловатые; 70% силикатных минералов слагает кислый и средний плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц; среди остальных 30% преобладают: роговая обманка (актинолит и голубовато-зеленая обыкновенная), минералы группы эпидота (эпидот, цонзит, клиноцоизит), немного биотита, хлорита, встречаются отдельные зерна турмалина (шерл), циркона, анатаза. Наибольшая часть более крупных зерен представлена мусковитом, ядрами фораминифер, стяжениями пирита. Состав терригенных минералов, характерный для пород амфиболитовой фации, не оставляет сомнений в том, что их источником являлись докембрийские образования Гвианского и Бразильского щитов.

Описанные фосфатсодержащие глины конуса выноса Амазонки расширяют географию фосфатноносных образований в Мировом океане и еще раз подчеркивают сложность и многообразие процессов фосфоритообразования.

#### Литература

1. Батулин Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
2. Шнюков Е. Ф., Белевцев Р. Я., Митропольский А. Ю. и др. Фосфоритоносность материковой окраины Экваториальной Африки (по данным изучения Гвинейского полигона). — Геологический журнал, 1985, т. 45, № 2, с. 24—35.
3. Чугунный Ю. Г., Орлова О. Д. Новые данные о фосфоритах с западной части шельфа Индостана. — Докл. АН УССР, сер. Б, 1970, № 8, с. 698—701.
4. Gibbs R. J. Water chemistry of Amazon river. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, v. 36, № 9, p. 1061—1066.
5. Milliman J. D., Summerhaues C. P., Baretto H. T. Quarternary sedimentation on the Amazon Continental Margin: A Model. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1975, v. 86, № 5, p. 610—614.
6. Sayles F. L., Mangelsdore P. C., Jr. Cation-exchange characteristics of Amazon River suspended sediment and its reaction with seawater. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, v. 43, № 5, p. 767—780.
7. Sholkovitz E. R., Price N. B. The major-element chemistry of suspended matter in the Amazon Estuary. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, v. 44, № 2, p. 163—173.

Институт геологических наук АН УССР,  
Киев

Поступила в редакцию  
6.1.1986

## ГЛИНЯНЫЕ КАТУНЫ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЫ

КРАЕВАЯ Т. С.

В отечественных публикациях по вопросам осадкообразования неоднократно упоминаются так называемые *глиняные катуны* или просто *катуны*. Они представляют собой эллипсоидальные либо сфероидальные тела, состоящие из пластичной, существенной глинистой массы, облепленные снаружи дресвой, песком, гравием, щебенкой и окатышами. Иначе катуны называют *механическими конкрециями* или *псевдоконкрециями*, поскольку они очень напоминают своей формой настоящие конкреции, которые по генезису с катунами ничего общего не имеют [1, 2, 6, 10]. В зарубежной литературе катунам присвоено название *панцирные глиняные шары*. Ф. Дж. Петтиджон определяет их как «крупные субсферические комы глины, которые облекаются и бронируются мелким гравием» [9, с. 599].

По литературным данным, глиняные катуны образуются в разнообразных фациальных обстановках. Они встречаются на берегах озер, морей и океанов, в сухих руслах оврагов и овражных устьевых выносах ливневых водотоков [2]. Во всех перечисленных случаях катуны образуются в ходе периодической смены субаквальных условий субазральными. Размеры катунов в зависимости от условий формирования различны. В результате бурных временных ливневых водотоков, скатывающихся по оврагам, могут образоваться катуны до 1,25 м в поперечнике и даже более [1]. По Ф. Дж. Петтиджону [9], размеры катунов чаще всего колеблются от 1 до 50 см. Глиняные катуны характерны не только для современных образований, но встречаются и в плейстоценовых задровых отложениях; известны также случаи нахождения панцирных шаров в третичных толщах [9].

В литологической литературе нет четких указаний на то, каким именно — текстурным или структурным — элементом осадочных пород являются панцирные шары. Действительно, казалось бы, прежде всего они определяют структуру породы, поскольку «структура зависит от: а) размера составных частей породы, б) формы минеральных зерен и в) характера их поверхности» [10, с. 5]. Однако в известной мере катуны можно рассматривать и как текстурную особенность пород. В разрезе они, как и многие конкреции, являющиеся текстурным элементом, располагаются в виде «цепочек», ориентированных согласно напластованию и подчеркивающих субпараллельные осадочные текстуры.

В зарубежных публикациях, цитированных Ф. Дж. Петтиджоном [9], представлены весьма разнообразные характеристики панцирных шаров. В частности, это показатели сферичности и их связь с пройденным в потоке расстоянием; зависимость массы панциря от размеров катуна; закономерности роста катунов в процессе их переноса; максимальные величины скоростей, при которых возможно передвижение шаров без их разрушения. И в отечественных, и в зарубежных работах отмечается, что присутствие катунов служит индикатором условий образования осадков.

Уместно вспомнить весьма существенное замечание Л. В. Пустовалова: «от глиняных катунов следует отличать глиняные валуны, которые представляют собой просто окатанные крупные обломки глинистых пород» [10, с. 55]. Соответственно более мелкие окатанные обломки глинистых пород также будут называться не катунами, а глиняными окатышами или глиняной галькой. К сожалению, замечание Л. В. Пустовалова не было учтено при толковании термина *глиняные катуны*: «Окатыши (катуны) глиняные (аргиллитовые) — окатанные обломки глинистых пород, образовавшиеся при разрушении тонких прослоев этих пород в оврагах, на берегах рек, озер, морей в результате периодического воздействия волн, паводков, штормов и т. п. Часто образуют прослой особого типа внутриформационных конгломератов» [2]. Во-первых, здесь не различаются понятия о катунах и об окатышах. Во-вторых, речь идет, собственно, о глиняной гальке, которая лишена каменистого панциря, так как получается в результате окатывания обломков достаточно плотных пород. Катуны же (панцирные шары) образуются из мягкого, пластичного глинистого либо песчано-глинистого увлажненного материала оползней, оплывин и обвалов, т. е. из уже переработанных агентами денудации коренных пород.

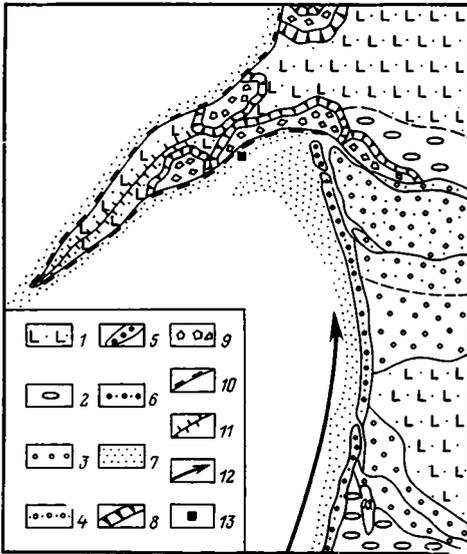
Случаи неверного употребления термина *глиняные катуны* встречаются в некоторых отечественных публикациях, посвященных осадкообразованию. Так, в книге А. П. Лисицына [5, с. 211] описаны «глиняные катуны», обнаруженные в ходе отбора донных проб в местах с очень сильным приливно-отливным течением, например в Анадырском лимане. Кроме того, отмечено, что катуны встречаются на шельфе, на материковом склоне и на склонах подводных хребтов, при этом о наличии панциря у «катунов» ничего не сказано. Очевидно, что речь здесь идет не о панцирных шарах, а о глиняной гальке.

Истоки терминологических неточностей коренятся в давней традиции. Доказательством этого служит одно из толкований термина *катуна*: «валун, округлый камень» и здесь же — «катуны — накатанные из глины и обломков мела шары до полуметра в диаметре, образующиеся во время ливней на меловом юге Среднерусской и Калачской возвышенностей» [7, с. 265]. Во избежание путаницы, видимо, не следует называть катунами окатыши (гальку), а вместо термина *глиняные катуны* лучше употреблять термины «панцирные шары» или «панцирные сфероиды».

Ниже мы рассмотрим условия формирования и захоронения глиняных катунов (панцирных шаров) на берегах приливных морей на примере Западной Камчатки. Не-

обходимые для настоящего сообщения полевые наблюдения были сделаны автором в бухте Подкагерной в июле 1982 г.

В береговом обрыве п-ова Тобизена, который замыкает с севера бухту Подкагерную, обнажаются туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты иргиринской и ратэгинской вулканогенно-осадочных свит палеогена. Эти породы исключительно благоприятны для развития обвально-оползневых процессов. На протяжении около 1,5 км, начиная от устья р. Подкагерной в направлении к южной оконечности полуострова (м. Божедомова), наблюдаются два оползневых цирка с достаточно хорошо выраженными стенками отрыва (фиг. 1). Примерно в 0,7 км мористее устья реки существенно глинистые оползневые накопления из пород иргиринской свиты в южной части первого из цирков подрезаны абразионным уступом (это место обозначено на фиг. 1 черным квадратом). Непосредственно вдоль подножия абразионного уступа прослеживается пологонаклонная к морю глыбовая отмостка, за которой расположена широкая галечно-песчаная полоса очень отлогой приливной осушки (фиг. 2). Обращенный к морю край

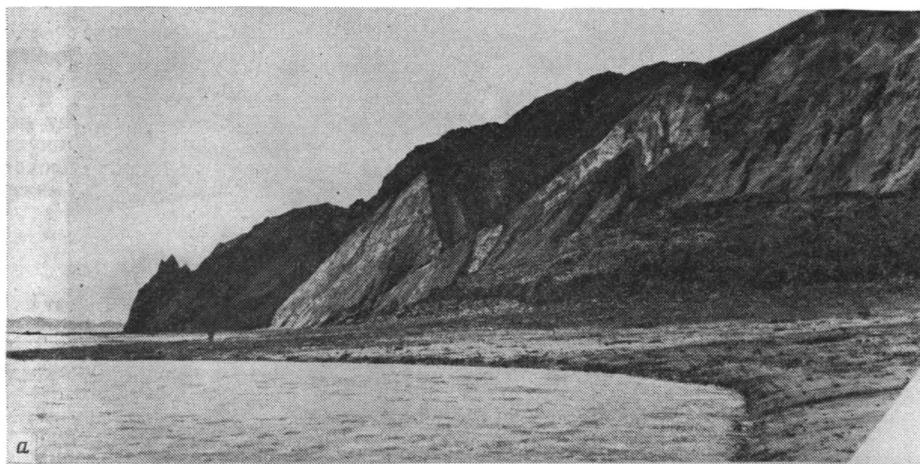


Фиг. 1. Геолого-геоморфологическая схема участка побережья Западной Камчатки в районе наблюдений

1 — холмистый эрозионно-денудационный рельеф, выработанный в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах палеогена; 2 — морские террасы нерасчлененные; 3 — пойменные и надпойменные речные террасы нерасчлененные; 4 — пойма в зоне воздействия приливо-отливных течений; 5 — свободные аккумулятивные морские формы рельефа (косы); 6 — пляж; 7 — зона приливной осушки; 8 — склоны обвально-оползневых цирков; 9 — оползневые и обвальные накопления; 10 — абразионные уступы; 11 — обрывистые гребни водоразделов; 12 — направление вдольберегового потока наносов; 13 — местонахождение катунов, изображенное на фиг. 2

глыбовой приливной осушки, видимо, фиксирует первоначальную границу оползня, частично уничтоженного абразией. Интенсивность волновых процессов здесь явно недостаточна для того, чтобы оказать разрушительное действие на огромные плиты туфопесчаника. Прибой воздействует только на податливый, пластичный песчано-глинистый материал, который отторгается от оползневой массы в виде блоков размером до нескольких десятков сантиметров и обкатывается приливо-отливными течениями. У подножия абразионного уступа, подрезающего оползень, образуются многочисленные эллипсо- и сфероидальные тела (см. фиг. 2, б). Катаясь по приливной осушке, они «обрастают» разноразмерным окатанным и полуокатанным материалом, который вдавливается в их мягкую поверхность (фиг. 3).

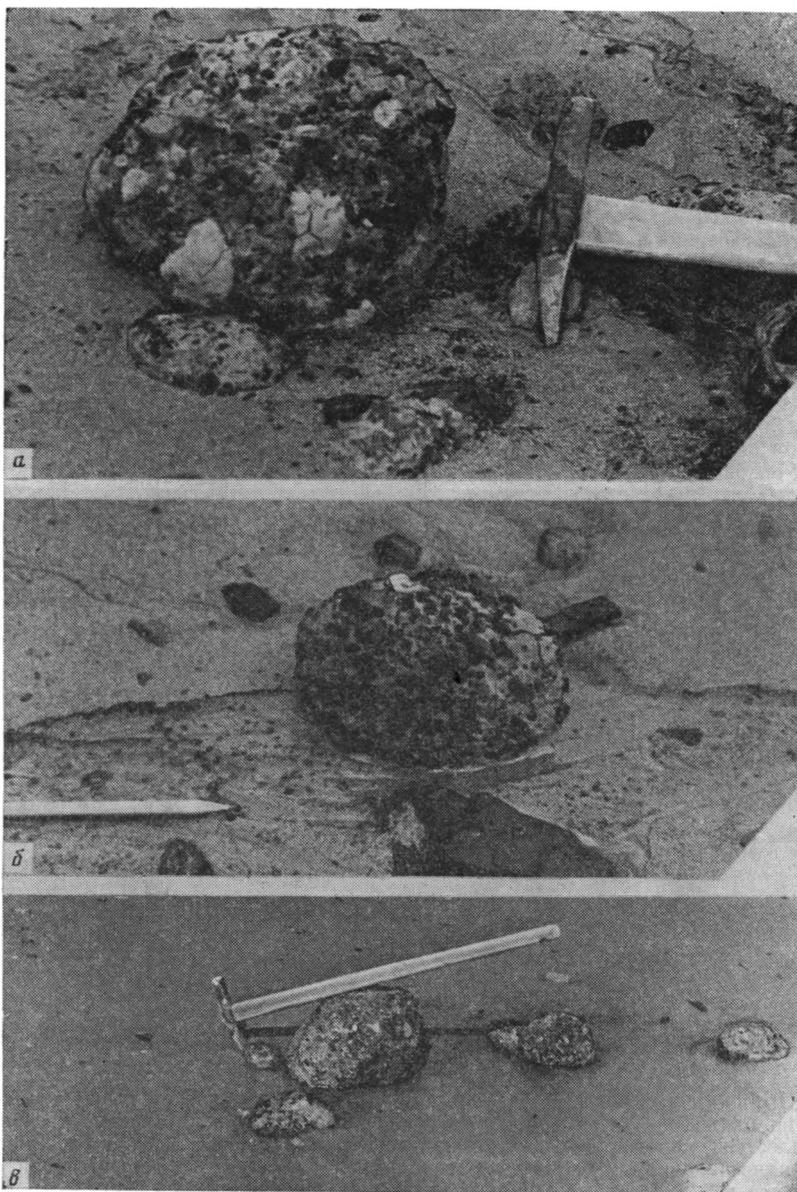
Глиняные катуны пластичны и, невзирая на каменистый панцирь, не обладают большим запасом прочности. Во время штормов они разрушаются. Однако на морском берегу иногда встречаются условия, благоприятные не только для образования катунов, но и для достаточно длительного их сохранения и последующего погребения наносами. На упомянутом выше северном участке побережья бухты Подкагерной (см. фиг. 1) в период наблюдений имела место подобная фациальная обстановка. Прежде всего нужно отметить, что юго-восточный берег п-ова Тобизена в непосредственной близости от устья р. Подкагерной обращен к западному побережью бухты и представляет собой часть крутой дуги, замыкающей бухту с севера. В силу такого расположения этот участок берега (отмечен на фиг. 1 черным квадратом) находится в зоне *волновой тени*. Кроме того, в пределах акватории бухты Подкагерной существует вдольбереговой поток наносов северного направления. Это сказывается в отклонении к северу русел рек, устья которых блокированы волноприбойными приустьевыми косами (см. фиг. 1). Как известно, русло в подобных случаях отклоняется в направлении продольного перемещения наносов [3, 4]. Полуостров Тобизена является блокирующим элементом берега и обуславливает аккумуляцию поступающих с юга наносов с внешней стороны волноприбойной косы при устье р. Подкагерной. На фотоснимке хорошо видна сформировавшаяся в результате этого подводная отмель (на фиг. 1 показана крапом), которая частично представляет собой зону приливной осушки. Формированию пересыпи, вероятно, мешает и недостаточная мощность потока наносов, и течение р. Подкагерной, эрозионный эффект которого в пределах аванделты усиливается во время отливов. Однако упомянутая подводная отмель в какой-то мере блокирует юго-восточный берег п-ова Тобизена, создавая дополнительную волновую тень. Таким образом, участок берега полуострова, где наблюдались глиняные катуны, неплохо защищен от разрушительного действия волн, а приток наносов достаточно велик для об-



Фиг. 2. Юго-восточный берег п-ова Тобизена (а). Слева на дальнем плане — мыс Божедомова, на ближнем — береговой обрыв, сложенный угленосной толщей иргининской свиты палеогена, содержащей прослой туфоаргиллитов и туфоалевролитов. В середине снимка видно тело крупного оползня, у подножия которого в зоне приливной осушки наблюдаются многочисленные глиняные катуны. На детали средней части фото (б) видны катуны на галечно-песчаной поверхности приливной осушки у подножия невысокого абразионного уступа, подрезающего тело оползня

разования здесь пляжа и приливной осушки. В то же время скорости приливо-отливных течений, видимо, не настолько значительны, чтобы вызывать разрушение катунов. Судя по данным Ф. Дж. Петтиджона [9], максимальная скорость, при которой без разрушения может передвигаться панцирный шар диаметром до 5 см, равна 9,8 м/с, а для шара диаметром до 30 см она уменьшается до 1,5 м/с. В нашем случае длинная ось многих глиняных катунов эллипсоидальной формы превышала 30 см. Охарактеризованные условия, по-видимому, благоприятны не только для сохранения катунов в течение довольно продолжительного времени, но и для их постепенного заиливания и, наконец, полного погребения. На фиг. 3, в показаны катуны, более чем наполовину погруженные в отложения приливной осушки.

Глиняные катуны нередко встречаются на берегах Камчатки, о-ве Карагинском и на Курильских островах. Например, на побережье Камчатского залива южнее устья р. Камчатки, где в береговом обрыве вскрыты мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты ветловской свиты мелового возраста [8], имеются оползневые участки, сложенные существенно глинистым материалом. Здесь глиняные катуны наблюдались на поверхности пляжа у подножия абразионного уступа, подрезающего оползневой склон (устное сообщение Н. А. Храмова). На юго-восточном побережье о-ва Карагинского, в районе м. Урил, расположены выходы серпентинизированных ультраосновных пород мелового возраста [11]. На отдельных сильновыветрелых участках, где серпентинизированные породы превращаются в вязкие глины, образуются оползни. Здесь у



Фиг. 3. На фото *а* и *б* изображены глиняные катуны крупным планом. Хорошо различим панцирь, состоящий из разноразмерных окатанных и полуокатанных обломков. На фото *в* показаны катуны, наполовину и более погребенные наносами

подножий оползневых склонов на пляже встречаются глиняные катуны (устное сообщение Н. А. Храмова). По сообщению В. А. Шкира, глиняные катуны нередко можно видеть на берегах островов Курильской гряды в тех местах, где прибой разрушает оползневые участки берега, сложенные песчано-глинистым и глинистым материалом.

О случае нахождения глиняных катунов в древних вулканогенно-осадочных образованиях Камчатки сообщает А. И. Челебаева. На западном побережье Камчатки, в бухте Квачина (к северу от устья р. Снатол), в береговых обрывах обнажаются вулканогенно-осадочные породы миоценовой ильинской свиты. В развалах слоя туфоконгломератов наблюдались сфероидальные панцирные шары диаметром до 0,3 м, панцирь которых образован остроугольными обломками, окатышами и зернами гравия. Шары крепкие, литифицированные наподобие конкреций, встречающихся в породах ильинской свиты.

Таким образом, глиняные катуны или панцирные шары, которые можно наблюдать в настоящее время на берегах приливных морей, довольно широко распространены. Однако для того чтобы они сохранялись в течение времени, необходимого для их захоронения морскими наносами нужно сочетание таких благоприятных условий, как отсутствие сильного волнения, незначительные скорости возвратно-поступательного движе-

ния воды во время приливов и отливов, достаточно интенсивное поступление наносов в зону приливной осушки. Подобная обстановка была проиллюстрирована выше на примере бухты Подкагерной. В тех случаях, когда перечисленные условия отсутствуют, катуны не сохраняются.

В заключение отметим, что присутствие глиняных катунов не является однозначным указанием на характер седиментации. Условия аккумуляции осадков, содержащих катуны, могут быть и наземными и прибрежно-морскими. Поэтому наличие катунов в осадочных породах может служить лишь второстепенным, дополнительным диагностическим признаком при фаціальном анализе.

### Литература

1. Геологический словарь. Т. I. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 402 с.
2. Геологический словарь. Т. 1, 2. М.: Недра, 1973.
3. Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. М.: Изд-во МГУ, 1955. 377 с.
4. Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961. 416 с.
5. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 573 с.
6. Морская геоморфология. Терминологический справочник. М.: Мысль, 1980. 278 с.
7. Мурзаев Э. М. Словарь народных географических терминов. М.: Мысль, 1984. 653 с.
8. Петрина Н. М., Шапиро М. Н., Бояринова М. Е. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения Восточного хребта Камчатки.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 3, с. 47—61.
9. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 750 с.
10. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 2. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1940. 419 с.
11. Симкин Г. С. Тектонические покровы и серпентиновый меланж острова Карагинского (Восточная Камчатка).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 4, с. 55—59.

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР,  
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию  
1.IV.1985

УДК 552.14

## КАТАГЕНЕЗ ПОРОД В ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ЧАСТЯХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

**ПРОШЛЯКОВ Б. К., ГАЛЬЯНОВА Т. И., ПИМЕНОВ Ю. Г.**

В стадию катагенеза осадочные горные породы претерпевают существенные изменения в строении и минеральном составе. Эти изменения в породах различного литологического состава даже в одинаковых геохимических и термобарических условиях происходят с неодинаковыми интенсивностью и конечными результатами. Это обстоятельство определяется в основном различием физических свойств пород и прежде всего их фильтрационными способностями.

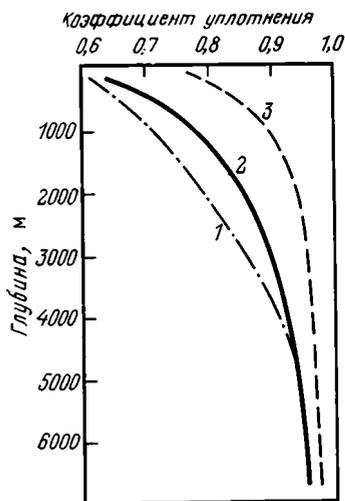
Говоря о вторичных изменениях пород, мы прежде всего имеем в виду изменение структуры, текстуры и особенностей распространения основных породообразующих минералов — кварца, полевых шпатов, кальцита, доломита и глинистых минералов, которые составляют до 90% всей массы осадочных пород. Катагенетические изменения отражаются на физических свойствах пород [4, 7], а следовательно, на величине параметров различных геофизических методов исследования.

Катагенез пород, как отмечали Л. В. Пустовалов, М. С. Швецов и др., сводится к следующим основным процессам: механическое уплотнение, отжатие воды, перекристаллизация вещества, растворение и разложение неустойчивых соединений, выделение минеральных новообразований, изменение строения кристаллической решетки. Эти процессы могут происходить как независимо друг от друга, так и в тесной связи, усиливая или ослабляя влияние друг друга. Интенсивность проявления каждого из процессов в породах даже идентичного литологического состава неодинакова. Она определяется особенностями воздействия внешних факторов — температуры недр, литостатического и гидростатического давлений, рН, Eh, состава, концентрации и гидродинамики подземных вод, газового режима и др.

Механическое уплотнение — один из процессов, который интенсивно проявляется в осадке, в стадию диагенеза, а затем и в породе на самой ранней стадии катагенеза. Одновременно с этим происходит и отжатие воды. Расчеты показывают, что в процессе уплотнения при погружении от поверхности до 6000—8000 м из каждого кубического километра осадочной породы отжимается до 350—400 млн т свободной воды, которая в свою очередь способствует течению процессов катагенеза.

Механическое уплотнение осуществляется прежде всего в результате перегруппировки осадочных частиц и уменьшения объема порового пространства. Породы различного литологического состава на небольших и умеренных глубинах уплотняются с различной интенсивностью. Удобной мерой степени уплотнения пород [4] является коэффициент уплотнения ( $K_0$ ), представляющий собой отношение плотности породы к плотности твердой фазы.

Среди осадочных пород при диагенезе и начальном катагенезе глины уплотняются наиболее интенсивно. Кривые уплотнения по некоторым районам СССР (Прикаспийская впадина, Мангышлак, Северный Кавказ, о-в Сахалин) показывают, что выше всего темп уплотнения проявляется на первой тысяче метров. Величина коэффициента уплотнения при этом возрастает от 0,6 до 0,85. По данным американских авторов [3], уплотнение наиболее интенсивно проявляется в интервале глубин 0—1500 м, при этом  $K_0$  близ поверхности составляет 0,4—0,6, а на глубине 1500 м варьирует в пределах 0,8—0,95. Ниже темп уплотнения постепенно замедляется, а степень уплотнения глинистых пород самых различных районов сближается. На глубине около 6000 м  $K_0$  пород достигает 0,95 (фиг. 1).



Фиг. 1. Уплотнение пород с глубиной  
1 — песчаники, 2 — глины и аргиллиты, 3 — известняки

Существуют экспоненциальные функции [1, 6], выражающие зависимость между пористостью и глубиной залегания глин. Универсальной функции, однако, быть не может в силу того, что глинистые породы имеют различный минеральный состав, возраст и даже на одинаковых глубинах залегают в различных термобарических и геотектонических условиях, что несомненно отражается на степени их уплотнения и величине пористости.

Песчаные и алевритовые породы на небольших и умеренных глубинах уплотняются более или менее равномерно. Если осадочные толщи, сложенные обломочными породами, не испытывали существенных поднятий и особенно погружений, то прямая зависимость между уплотнением (или пористостью) и глубиной залегания наблюдается до 4000—4500 м, а затем темп уплотнения существенно понижается. Карбонатные породы при тех же условиях очень сильно уплотняются уже к глубине 1500 м ( $K_0$  0,9—0,97) и при дальнейшем погружении уплотняются очень слабо. Некоторые разности известняков, например биогермные, достаточно сильно уплотнены уже изначально ( $K_0$  0,8—0,9).

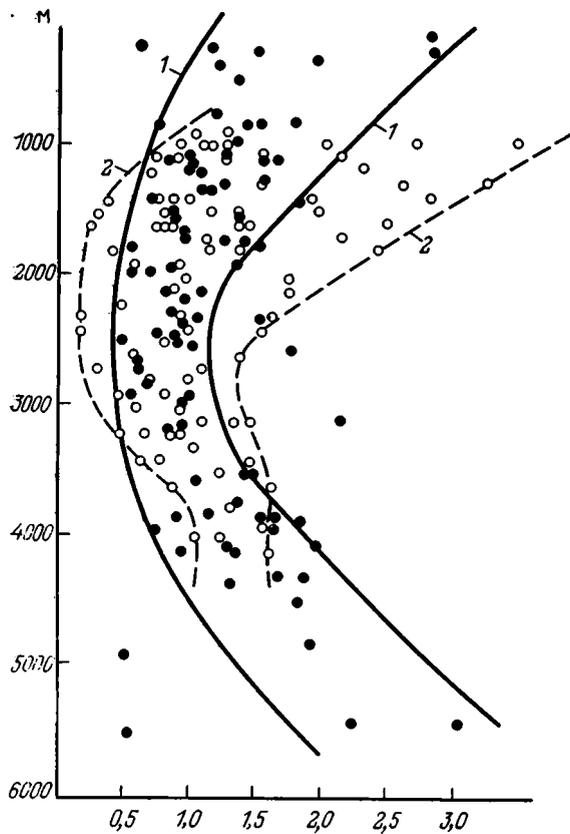
Таким образом, в равных геотектонических условиях на небольших и умеренных глубинах разные литологические типы пород уплотняются неодинаково. На больших глубинах (применительно к современным техническим возможностям к ним относятся глубины свыше 4000 м) значения плотности и пористости разных литологических типов пород сближаются, при этом коэффициент уплотнения составляет 0,93—0,98. По нашим наблюдениям, ниже глубины 4500 м все осадочные породы уплотняются в одном темпе.

Осадочные породы, постепенно погружаясь, оказываются в иных термобарических и геохимических условиях, что вызывает неоднократное нарушение химического равновесия между твердой фазой и флюидами. Погрузившись на большие глубины, породы приобретают признаки и свойства, существенно отличные от начальных.

Один из основных минералов терригенных пород — кварц корродируется уже на небольших (первые сотни метров) глубинах. При дальнейшем погружении (свыше 1200 м) происходит растворение зерен на контактах друг с другом по принципу Рикке. Еще глубже (в каждом конкретном регионе на разных глубинах — от 1200 до 2000 м) начинает проявляться регенерация обломочного кварца. Верхняя граница проявления регенерации кварца в Прикаспийской впадине находится на глубине около 2000 м, в Тимано-Печорской впадине — на глубине около 2500 м, а в Куринской впадине — на глубине порядка 4400 м. Вниз по разрезу во всех районах наблюдается постепенное усиление процесса. Зоне регенерации обломочного кварца примерно соответствует зона окремнения известняков и доломитов.

На больших глубинах проявляется зона повторной коррозии кварца. Причинами, ее обуславливающими, можно считать повышающуюся температуру, изменение состава газов и pH среды. В Прикаспийской впадине начало зоны повторной коррозии в подсолевых песчаных и алевритовых породах наблюдается на глубине 4200—4400 м, где температура достигает 120°С, а азотное газонасыщение сменяется азотно-углекислым; pH, имея тенденцию к понижению с глубиной, по нашим расчетам, не должна превышать 5,5. В Тимано-Печорской впадине смена зоны регенерации зоной повторной коррозии отмечена Л. И. Филипповой в 1967 г. на глубине 3143 м, а на Северном Кавказе — начиная с глубины 4200—4205 м.

Существенные различия наблюдаются в распределении кальцита в связи с изменением глубины залегания (фиг. 2). Как отмечалось ранее [4], начиная от приповерхностной зоны, по мере увеличения глубины залегания количество кальцитового цемента в обломочных породах постепенно понижается, а затем стабилизируется. В Прикаспийской впадине и Туркменской антеклизе стабилизация содержания кальцита независимо от возраста пород наблюдается на глубинах 2000—2500 м и соответствует температу-



Фиг. 2. Кривые изменения содержания кальцита в песчаных и алевроитовых породах с глубиной  
 1 — граничные значения для Прикаспийской впадины (залитые точки); 2 — то же для Туркменской антеклизы (незалитые точки). На оси абсцисс нанесены значения отношений средних содержаний растворимой части в песчано-алевритовых породах к ее содержанию в глинах

рам 60—75° С. На больших глубинах содержание кальцита в породах постепенно возрастает. Существенную роль при этом играют зияющие трещины, в которых откладывается значительное количество кальцита. Интересно отметить, что на небольших и умеренных глубинах в непроницаемых глинах не наблюдается заметных колебаний в содержании кальцита. Лишь после того как глины превратятся в аргиллиты (в Прикаспийской впадине это глубины 3500—4000 м), а последние станут трещиноватыми, количество кальцита начинает в них возрастать.

Преобразование глин в аргиллиты происходит постепенно, по мере погружения осадочных толщ. Первым этапом такого превращения является уплотнение пород, отжатие несвязанной воды, снижение пластичности, а затем и изменение минерального состава, структурных и текстурных особенностей. На небольших глубинах глинистые образования большинства регионов (Прикаспийская и Днепровско-Донецкая впадины, Северное Предкавказье, о-в Сахалин и др.) полиминеральны. В них присутствует широкий спектр глинистых минералов из групп монтмориллонита, каолинита, хлорита и гидрослюда. По мере погружения пород минеральный состав глин несколько упрощается. Раньше всего, по нашим материалам, исчезают минералы группы монтмориллонита. В разрезах Мангышлака, Восточного Предкавказья, Прикаспийской впадины монтмориллониты исчезают на глубинах 1800—2000 м. Следует, однако, отметить, что в ряде случаев мало измененные монтмориллониты встречаются на глубине свыше 5 км (Биикжалская скважина в Прикаспийской впадине и др.). Такое явление объясняют отсутствием свободного калия в окружающей среде [5] или образованием однородных монтмориллонитовых слоев при гальмиролизе вулканического пепла. На глубинах 3000—3500 м преобразуется каолинит; к этому интервалу приурочен переход глин в аргиллиты. На больших глубинах, в аргиллитах, сохраняются и широко развиваются гидрослюды, хлориты и в меньшей мере смешанослойные образования. В образцах с глубины более 6000 м нами установлены только минералы группы гидрослюды (в том числе поли типа 1М) и группы хлорита. Возможность преобразования одних глинистых минералов в другие была в свое время высказана и обоснована Р. Г. Гримом, А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутовым [2], В. А. Франк-Каменецким с соавторами [5] и др.

Существенные изменения в стадию катагенеза испытывают и карбонатные породы. Как известно, эти изменения заключаются в перекристаллизации пород, укрупнении кристаллов кальцита по мере погружения осадочных толщ, растворении карбонатов кальция, выделения вторичного кальцита в порах, кавернах и трещинах. Кроме того, широко развиты процессы доломитизации и сульфатизации известняков. Проявлением катагенеза является также стилолитизация карбонатных пород. Она изучалась нами на примере верхнего мела Центрального Предкавказья, карбона — перми восточной части Прикаспийской впадины и силура — девона Чехословакии.

В настоящее время принято считать, что стилолиты возникают в результате избирательного растворения пород под давлением (Л. В. Пустовалов, Л. Б. Рухин, В. Н. Холодов и др.). При этом необходимы не только направленное давление, но и более или менее свободный вынос продуктов растворения из зоны стилолита. Нами установлено, что в палеозойских известняках Прикаспийской впадины в условиях однонаправленного давления стилолиты развиваются прежде всего там, где структура пустотного пространства пород благоприятствует удалению растворенного карбонатного материала.

Детальные литолого-петрофизические исследования показали, что стилолитобразование вызывает существенное изменение свойств и строения известняков в зонах, прилегающих к стилолитовым швам. Одной из причин этого является процесс кальцитизации. Продукты растворения известняков уже в пристилолитовой зоне попадают в иные условия. Снижение давления от лито- до гидростатического, удаление избыточной углекислоты сопровождается выделением кальцита в пустотах и изменением физико-механических свойств пород.

Аномально высокие пластовые давления (АВПД), возникшие после изменения физико-механических свойств пород, особенно повышения их хрупкости в зоне стилолитизации, по расчетам Э. Б. Чекалюка, могут вызвать естественный гидроразрыв и образование зияющих трещин.

Образование стилолитов в известняках с высокой первичной пористостью и проницаемостью, таких, как оолитовые и органогенные, сопровождается уменьшением объема пор и размера фильтрующих каналов. Трещины, возникающие вследствие естественного гидроразрыва, хотя и являются дополнительными путями фильтрации, но все же не обеспечивают восстановления первичных высоких коллекторских свойств пород. Иная картина наблюдается в карбонатных породах, обладающих низкой открытой пористостью и проницаемостью, например в шламowych или микростернистых известняках. Появление в таких породах трещин, генетически связанных со стилолитами, создает разветвленную сеть проводящих каналов и резко (на три порядка и более) повышает проницаемость, а в итоге и коллекторские свойства.

В целом процессы катагенеза в условиях глубокого погружения приводят к существенному уменьшению мощности осадочных пород и повышению их плотности, снижению пластичности и повышению способности к растрескиванию. Изменение термобарических и геохимических условий по мере увеличения глубины залегания пород приводит к неоднократному нарушению химического равновесия в системе твердая фаза — флюиды. Это обстоятельство, а также реально наблюдаемые последствия катагенеза дают основание считать, что при погружении пород на большие глубины процессы растворения и новообразования главнейших породообразующих минералов могут неоднократно сменять друг друга.

#### Литература

1. Добрынин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970. 240 с.
2. Косовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 2, с. 293—296.
3. Магара К. Уплотнение пород и миграция флюидов/Пер. с англ. М.: Недра, 1982. 296 с.
4. Прошляков Б. К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.
5. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Гидротермальный синтез в системах галлуазит и каолинит + хлориды К, Са, Mg под давлением.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 143—161.
6. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 148 с.
7. Dickinson G. Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, v. 37, p. 410—432.
8. Raley W., Hubbert B. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, p. 167—206.

Московский институт нефтехимической  
и газовой промышленности

Поступила в редакцию  
31.VII.1985.

УДК 549.903.12

#### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗВЕСТНЯКОВ КОБЫСТАНА

**ЛЯХОВИЧ В. В., ИПАТЬЕВА И. С., МУСТАФАЕВ Г. В.**

Южнее Апшеронского полуострова, в 60 км к югу от г. Баку, на побережье Каспийского моря, выступает скалистая гряда известняков, отдельные вершины которой достигают высоты 201 (гора Баюк-даш) — 260 м (гора Чанав-гыран). Эти известняки

получили широкую известность из-за большого числа наскальных рисунков, время нанесения которых относится к VIII тысячелетию до н. э. [3]. В настоящее время район наскальных изображений Кобыстана (Гобустан) является заповедником со своей службой, музеем и т. д., который посещают ученые и туристы из многих стран мира.

В геологическом строении Кобыстана принимают участие верхне-, средне- и постплиоценовые отложения. Они трансгрессивно залегают на различных породах миоцено-олигоценного возраста. Наиболее древние породы (понт) представлены чередующимися слоями бурых и серых глин, иногда содержащих прослойки вулканического пепла, мергеля или известняка.

Выше залегают мощная, продуктивная толща, представленная многократно чередующимися глинистыми и песчанстыми слоями. На ней залегают отложения ачкагыльского яруса, сложенные в верхней своей части ракушечными известняками.

Выше пород ачкагыльского яруса, согласно с ними, залегают отложения апшеронского яруса. Его нижний и средний отделы представлены неслоистыми песчанстыми глинами, а верхний — известняками, содержащими маломощные (3—5 м) пласты бурых глин с прослоями плохо сортированных песков и гальки.

Именно известняки верхнего апшерона и послужили материалом, на котором первобытный художник изобразил различные бытовые сцены: охоту, танцы и т. п. Этому выбору благоприятствовало, по-видимому, то, что ракушечный известняк верхнего апшерона представляет собой плотную, однородную по текстуре породу, которая благодаря своей относительной мягкости легко подвергалась обработке.

**Акцессорные минералы известняков Кобыстана.** Выяснение минерального состава известняков Кобыстана представляло определенный интерес, так как могло объяснить характер областей питания Каспийской низменности в апшеронское время и условия формирования самих известняков.

Для изучения минерального состава известняков Кобыстана была отобрана специальная минералогическая проба массой 15 кг, собранная с площади 400 м<sup>2</sup>. Кроме того, по профилям было отобрано 27 геохимических проб, в которых количественным спектральным анализом в лабораториях ЦНИГРИ, ИГЕМ были определены фтор, бор, свинец, медь, цинк, молибден, олово, бериллий и фотометрированием пламени — литий, рубидий, цезий, стронций.

Под микроскопом порода представляет собой известковый микроракушечник, состоящий на 70—80% из мелких ракушек — двустворок размером 2—0,5 мм и их обломков, сцементированных карбонатным цементом. Цемент заполнения пор или пленочный, состоит из мелкозернистого кальцита и очень редких обломков плагиоклаза, кварца, или скоплений хлорита.

Форма ракушек удлинненно-эллипсоидная. Их скорлупка состоит из одного-двух слоев, сложенных тончайшими иголочками первичного арагонита, местами перекристаллизованного в кальцит. Поверхность ракушек обычно сильно ожелезнена.

Внутренняя часть ракушек иногда пустая, иногда инкрустирована щеточками мелких зерен кальцита. В ней встречаются также мелкие обломки ракушек, обычно полностью замещенных кальцитом, реже — погруженные в мелкозернистый кальцит обломки зерен кварца и плагиоклаза или обломки пород, состоящие из лейстовидных зональных кристаллов плагиоклаза, расположенных в хлоритизированной основной массе. Значительно реже встречаются раковины, полость которых заполнена только обломками лейст плагиоклаза, несущими следы деформации.

Характерной особенностью микроракушечного известняка Кобыстана является повышенное содержание в нем стронция. Оно составляет в среднем 3101 г/т, при колебании от 820 до 8900 г/т, что намного превосходит среднее содержание этого элемента в карбонатных породах, приводимых различными авторами:

Номер пробы	Sr, г/т	Номер пробы	Sr, г/т	Номер пробы	Sr, г/т
1	820	10	2800	19	3640
2	930	11	2000	20	3800
3	930	12	2300	21	4000
4	1000	13	2400	22	5000
5	1200	14	2700	23	5200
6	1300	15	2800	24	5300
7	1420	16	2800	25	7380
8	1500	17	3540	26	7385
9	1600	18	3600	27	8900

Кривая частот распределения содержаний Sr в известняке носит левосимметричный характер, свидетельствуя об устойчивости низких содержаний стронция (мода 2104 г/т), в то время как более редко встречающиеся высокие содержания стронция отражают наличие в этих породах скоплений целестина.

По сравнению с кларками для карбонатных пород известняки Кобыстана обеднены большинством редких и рудных элементов (таблица). Причина этого заключается, по-видимому, в геохимических особенностях областей питания. Судя по низкому содержанию лития, рубидия, цезия, бериллия, фтора, бора, эти области могли быть сложены породами основного состава. Они же могли быть и источником стронция, так как в основных породах его кларк в 1,5 выше, чем в кислых.

Содержание элементов в известняках Кобыстана, г/т

Элемент	Кобыстан	Кларк в карбонатных породах (по В. Д. Графу)	Элемент	Кобыстан	Кларк в карбонатных породах (по В. Д. Графу)
Li	11,0	20,0	Sn	3,0	4,0
F	170,0	320,0	Cu	5,0	14,0
B	6,0	12,0	Zn	20,0	26,0
Pb	4,0	8,0	Be	0,7	1,0
Mo	1,0	1,1	Sr	3101,0	475,0

Изучение концентрата тяжелых минералов позволило установить следующие, наиболее характерные особенности минерального состава ракушечных известняков.

Приведем видовой состав и содержание аксессуарных минералов в ракушечных известняках Кобыстана, г/т:

Целестин	6991,0	Оливин	0,2
Апатит	24,5	Лимонит	0,08
Гидроокислы железа	17,2	Эпидот	0,05
Флюорит	2,9	Гранат	0,03
Ильменит	1,8	Пирит	0,03
Гиперстен	0,4	Циркон	0,01
Лейкоксен	0,4	Черные шарики	0,03
		Шпинель	34

Прежде всего следует отметить необычно высокое содержание в них целестина, количество которого достигает почти 7 кг/т. Обилие в составе известняков ракушек двусторок, которые могли накапливать необходимый для строительства раковин стронций, объясняет эти высокие содержания.

Целестин образует бесцветные, водяно-прозрачные или молочно-белые кристаллы призматической формы, размером 1—2 мм, часто наблюдаются двойниковые сростки или друзы кристаллов.

Второй по распространенности минерал — апатит, весьма разнообразен по форме и окраске своих выделений. Среди них можно выделить две, генетически различные группы. Одна из них, меньшая, представлена кластогенными светло-желтыми зернами, прозрачными, пластинчатыми или призматическими кристаллами с округленными ребрами. Другая, большая часть апатита является аутигенной и представлена выделениями самой разнообразной формы: лепешковидной, шаровидной, конусообразной и т. п.

Весьма характерный признак, указывающий на аутигенную природу большей части апатита известняков Кобыстана, наличие его псевдоморфоз по органическим остаткам с сохранением их скелетной формы: конуса, ветвистых прожилок или трубочек, центральная часть которых сложена карбонатом, а наружная — апатитом.

Наряду с псевдоморфозами встречается колломорфный апатит типа коллофана. Он образует округлые зерна преимущественно желтой окраски; реже встречается черный или буро-коричневый апатит. Он слагает угловатые зерна со сглаженными ребрами и по сравнению с другими разновидностями апатита характеризуется повышенным содержанием железа.

Аутигенный апатит характеризуется также рядом оптических особенностей. Его прозрачные разновидности имеют аномальную двусную фигуру, пониженные по сравнению с магматогенным апатитом показатели преломления. Отмечается волокнистое строение зерен, обуславливающее волнистое угасание аутигенного апатита.

Характерной особенностью аутигенного апатита является не только разнообразие его форм и окрасок, но и главным образом наследование высоких содержаний стронция, присущих материнской породе. Содержание стронция в аутигенном апатите известняков Кобыстана составляет 1,09%, что в 15 раз выше среднего содержания стронция в апатите гранитоидов.

\* \* \*

Химический и минеральный состав известняков свидетельствует об их богатстве стронцием и фосфором, что находит отражение в появлении апатита и особенно значительных количеств целестина. Это в значительной степени результат органогенной природы известняков Кобыстана, так как многочисленные слагающие их раковины использовали для построения своего скелета кальций, фосфор и стронций.

Среднее содержание стронция в карбонатных породах, по данным различных исследователей, неодинаково и составляет от 495 до 610 г/т [1], в известняках Кобыстана оно значительно выше (3101 г/т), что может быть следствием как богатства стронцием пород областей питания, так и своеобразием условий седиментации в апшеронское время.

На наличие в областях сноса (питающих провинциях) богатых стронцием пород основного состава указывает присутствие в известняках оливина, гиперстена, ильменита и лейкоксена. Подтверждение этого также характер обломочного материала в из-

вестняках, напоминающий продукты разрушения основных эффузивных пород, и низкие содержания в них редких элементов.

Для того чтобы воссоздать условия формирования ракушечных известняков в апшеронское время, необходимо отметить следующее.

Стронций обычно накапливается в осадках изолированных заливов и лагун аридных областей, в доломитах, известковых доломитах, гипсодоломитовых отложениях. При этом максимум концентрации стронция и его осаждение в виде целестина имеют место при выпаривании воды и осолонении морских бассейнов [1].

Кроме того, необходимо иметь в виду, что определяющим в поведении стронция является также его геохимическая близость с кальцием, находящая отражение в его накоплении в арагонитовых скелетах раковин [2].

Поэтому можно полагать, что богатство известняков Кобыстана стронцием и целестином — следствие широкого развития в областях питания богатых стронцием основных пород и органогенного механизма накопления стронция в раковинах морских организмов.

Как известно, незначительное содержание бора указывает на пресноводный тип бассейнов седиментации [4]. Поэтому низкое содержание бора и отсутствие его собственных минералов позволяет предположить, что условия образования известняков Кобыстана несколько отличались от типично лагунных. Возможно значительное влияние пресных вод, поступающих с континента, т. е. наличие прибрежных условий формирования.

#### Литература

1. Бурков В. В. Стронций.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. I. М.: Наука, 1964, с. 133—161.
2. Горбачев О. В. Барий и стронций в породах углеродистых формаций.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, № 7, кн. 2, с. 30—37.
3. Джафар-заде И. М. Кобыстан. Назкальные изображения. Баку: Элм, 1973. 162 с.
4. Сафронов В. Т. О содержании малых и редких элементов в углеродсодержащих высокоглиноземистых породах докембрия.— Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, № 7, кн. 2, с. 37—46.

Институт литосферы АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
6.XI.1985

## ДИСКУССИЯ

УДК 549.623 : 551.311.23

ОБРАЗУЮТСЯ ЛИ КАЛИЕВЫЕ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ СЛЮДЫ  
В ПРОЦЕССЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ? \*

ЧЕКИН С. С.

Авторы статьи [1] на основании оригинальных данных и анализа литературного материала по гидротермально измененным и выветрелым породам приходят к выводу о том, что тонкозернистые диоктаэдрические калиевые слюды не образуются в процессе формирования кор выветривания, а всегда представляют собой продукты либо гидротермального изменения, либо катагенеза, либо начального метаморфизма пород. Таким образом, слюдистые минералы (мусковит, серицит и близкие к ним гидрослюды и иллиты) представляют собой четкий минералогический критерий различия между элювиальными толщами и гидротермально измененными породами.

Два года спустя появилась критическая заметка Б. Ф. Горбачева [5], в которой ставится под сомнение этот вывод. В статье приводятся многочисленные ссылки на литературные источники, в которых, по мнению автора, подтверждается образование слюдистых минералов в коре выветривания по данным петрографических и других исследований природных образцов, экспериментальных работ по низкотемпературному разложению полевых шпатов и, наконец, термохимических (термодинамических) расчетов. Эти две точки зрения на проблему образования слюдистых минералов в коре выветривания существуют не одно десятилетие, но впервые со всей определенностью они были высказаны в этих двух статьях. Поэтому представляется целесообразным критически рассмотреть аргументы, выдвигаемые авторами в защиту той или иной концепции.

Один из ключевых моментов рассматриваемой проблемы заключается в выявлении возможности замещения калиевых полевых шпатов и плагиоклазов слюдистыми минералами в условиях выветривания. Еще в 1974 г. М. Ф. Соколова [13] отмечала, что в литературе не описаны достоверные факты развития гидрослюдистых минералов за счет калиевых полевых шпатов. Это же можно сказать и сейчас, даже с учетом тех работ, в которых, по мнению Б. Ф. Горбачева, описаны случаи образования слюдистых минералов при выветривании полевых шпатов. Так, например, в статье [30] образование слюдистого минерала связывается с процессом выветривания только на том основании, что этот минерал (точнее, минеральный агрегат) содержит немного больше железа, чем ранее образованный серицит; авторы не изучали при этом заведомо невыветрелые образцы. Кроме того, возможно наличие простых оксидов железа в анализированных участках. В статье же [32] вообще не рассматривается вопрос образования слюдистого минерала и мельком говорится о том, что присутствует немного тонкозернистого мусковита или иллита, образовавшегося при изменении полевого шпата, и что микроклин и плагиоклаз изменяются в галлуазит и каолинит. Если обратиться к статье австралийских геологов [21], то в ней говорится, что иллит и смешанослойные минералы, вероятно, представляют собой промежуточные стадии выветривания биотита и мусковита в каолинит и что микроклин непосредственно изменяется в каолинит.

Малоубедительны также случаи образования слюдистых минералов при выветривании полевых шпатов, описанные чешскими геологами в карлововарских гранитах. То, что граниты эти подвергались гидротермальной переработке, а в некоторых местах все еще продолжают подвергаться ей, ни у кого не вызывает сомнения. Весьма показательна в этом отношении статья И. Конты [24], в которой описано изменение минералогии каолинового профиля до глубины 109 м по одной скважине: в основании профиля кислый плагиоклаз замещается монтмориллонитом и неупорядоченным каолинитом (метагаллуазитом), а калиевый полевой шпат остается почти свежим; в средней части профиля и плагиоклаз и калиевый полевой шпат замещены плохоупорядоченным каолинитом и иллитом. Появление иллита в средней части профиля может быть обусловлено унаследованнием элювиальной толщей зоны гидротермальной серицитизации (иллитизации) гранитов, которая и была пересечена скважиной.

Ссылка на статью Н. И. Бучинской [2] также неубедительна. Исследователи кор выветривания на Украинском кристаллическом щите «единодушно указывают на отсутствие гидрослюдистой стадии и на прямое замещение полевых шпатов каолинитом», что особо подчеркивается в обобщающей статье А. Д. Додатко и др. [6, с. 47]. В этой же статье отмечается, что «наличие гидрослюды в породах зоны промежуточных про-

\* По поводу статьи Андреевой О. В., Головина В. А., Омеляненко Б. И. «О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов» и статьи Горбачева Б. Ф. «Присутствуют ли диоктаэдрические калиевые слюды в составе элювиальных глинистых пород?»

дуктов выветривания гранитондов связано с разложением мусковита и биотита и определяется их количеством в материнской породе» (с. 48).

Не лишне будет здесь отметить особо, что И. Тарди [29, 34] (на него ссылается Б. Ф. Горбачев в своей более ранней статье [4]), описавший серицит как продукт начального выветривания плагиоклаза, несколько позже [35] напишет, что долгое время за серицит в сапролитовой зоне ошибочно принимался монтмориллонит и что калиевый полевой шпат непосредственно замещается каолинитом, а плагиоклаз — монтмориллонитом или каолинитом. Перечень подобных ссылок можно значительно расширить, но здесь достаточно будет отметить еще только одну статью Л. Сэнда [33], на которую обычно ссылаются [4 и др.] в качестве достоверно описанного факта образования слюдястых минералов по полевым шпатам при выветривании. В действительности же в этой статье [33] описан ряд образцов каолинизированных полевошпатосодержащих пород, состоящих из каолинита, галлуазита, мусковита и «вторичной тонкодисперсной слюды», которой автор без достаточных оснований приписывает гипергенное происхождение.

Если же мы обратимся к крупнейшим месторождениям каолина в СССР (Прсяновское, Глуховское, Великогадоминское и др.), образовавшимся при выветривании гранитных пород и глубоко вскрытым как разведочными работами, так и эксплуатационными карьерами, то при самом детальном изучении нигде не обнаружим зоны развития гипергенных светлых слюд, хотя в формальных описаниях разрезов обычно применяются такие термины, как *гидрослюдистая зона* или *каолинит-гидрослюдистая зона*. Вместо промежуточной зоны гидрослюды здесь между выветрелыми гранитами и образовавшимися за их счет каолинами залегают так называемые щелочные каолины, представляющие собой особый высококалийный тип полевошпатового сырья для керамической промышленности. Условия залегания и минеральный состав щелочных каолинов изучались поэтому весьма детально [8—12, 14, 16]. Основные породообразующие минералы щелочных каолинов: кварц 35—50%, каолинит 20—40%, микроклин 10—30%, примеси — гидробиотит и серицит 3—10% [10]. Несмотря на длительную историю изучения каолиновых месторождений, нигде не была установлена зона промежуточных слюдястых минералов, хотя суммарная мощность каолиновой коры выветривания достигает 100 м и более.

Изучение выветрелых калиевых полевых шпатов из каолиновых кор выветривания электронно-микроскопическим методом вакуумного декорирования [11, 15, 18] также показало отсутствие в качестве промежуточных продуктов выветривания как слюдястых, так и каких-либо других минералов при замещении полевых шпатов каолинитом.

Имеется большое число работ, в которых отмечается непосредственное замещение полевых шпатов каолинитом, галлуазитом, гиббситом или монтмориллонитом в коре выветривания, причем эти факты геологически и минералогически надежно документированы. Но если приводятся описания слюдястых минералов в коре выветривания, то ни в одном случае невозможно дать им однозначную генетическую интерпретацию на основании приводимого фактического материала. Поэтому следует признать, что в литературе не описаны достоверные факты развития слюдястых минералов по полевым шпатам в коре выветривания. Этих фактов нет ни в статьях, цитируемых Б. Ф. Горбачевым, ни в других работах по выветриванию полевых шпатов.

Важным аргументом в защиту образования слюдястых минералов при выветривании могут служить экспериментальные работы по синтезу этих минералов в поверхностных условиях. Эти работы могут быть взяты в качестве аргумента только в том случае, если условия синтеза сходны с условиями среды выветривания.

Однако работы экспериментаторов, в которых, по мнению Б. Ф. Горбачева, имитируются условия природного выветривания [27] или гидролиза калиевого шпата [26] и в которых была получена слюдястая фаза, в действительности более соответствуют условиям синтеза иллитов по Г. Хардеру [22]. Так, в первой работе [27] наряду со слюдястой фазой осаждались алюминиевые квасцы (следовательно, здесь была очень высокая концентрация калия), а в опытах Ля Иглезия и др. [25, 26] первоначально получался осадок из геля, в котором затем образовывалось несколько процентов каолинита, слюдястого минерала и смектита. Детальные работы по синтезу иллитов в поверхностных условиях были выполнены Г. Хардером [22]. Им было показано, что иллиты образуются путем осаждения аморфных гидроокисей Al из растворов, содержащих Si, Mg и K, причем концентрации Mg и K должны быть столь же высокими, как в морской воде. Поэтому Г. Хардер сделал вывод о том, что невозможно образование иллита при изохимическом выветривании (растворении) калиевого полевого шпата вследствие слишком низкой концентрации калия. Концентрация калия должна в 500 раз превышать концентрацию алюминия и кремнезема, поступающих в раствор за счет калиевого полевого шпата, чтобы могли создаться условия для образования иллита. Содержание калия в морской воде составляет 392 мг/л, тогда как в подземных водах, дренирующих граниты в районах тропического или умеренного климата, — всего несколько миллиграмм на литр (см. например, [19]).

Можно видеть, что условия для образования иллитов в коре выветривания гранитов не реализуются, так как отсутствует предварительная стадия образования аморфного осадка и не создаются высокие концентрации K и Mg.

В качестве аргумента в защиту гипергенного образования слюдястых минералов за счет полевых шпатов Б. Ф. Горбачев приводит также ссылки на диаграммы полей устойчивости минералов в системе  $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ , отмечая при этом, что «условия низкотемпературной стабильности калиевых гидрослюды в целом согласуются с экспериментальными параметрами их синтеза» [5, с. 126]. О каком согласовании

здесь можно говорить, когда слюдястые фазы были получены явно в неравновесных условиях? Что касается диаграммы устойчивости, то почему-то забывают о том, что первоначально она была построена на основании рассмотрения высокотемпературных (!) равновесных ассоциаций: калиевый полевой шпат — мусковит, калиевый полевой шпат — каолинит и т. д. [3, с. 298, фиг. 10.6]. Позднее эта диаграмма претерпела немало модификаций в работах многих авторов [например, 20, 23], хотя эти новые диаграммы не дали ничего нового для понимания процесса выветривания калиевого полевого шпата. Возможно, это объясняется тем, что принцип термодинамического равновесия крайне ограниченно применим к минеральным ассоциациям в коре выветривания. Более того, образование иллита по полевому шпату в коре выветривания не установлено, а такие минералы, как мусковит и пиррофиллит, вообще не образуются в гипергенных условиях, и тем не менее их искусственно продолжают приводить на диаграммах равновесия совместно с каолинитом и гиббситом и делать из этого выводы о специфических условиях образования иллитов (см., например, [20]). Следует отметить также, что использование минералов непостоянного состава, подобных гидрослюдам и иллитам, для построения диаграмм, основанных на принципе термодинамического равновесия, вообще признается ошибочным [28].

Выветривание калиевого полевого шпата заключается в его конгруэнтном (стехиометрическом) растворении по системе ультратонких трещин [27, с. 26], в которых компоненты раствора могут перемещаться только диффузионным путем. Вероятно, именно на этой стадии выветривания в порах могут создаваться такие высокие концентрации К, Al и Si, которые будут почти равновесны по отношению к мусковиту. Однако даже в таких «термодинамически оптимальных» условиях синтеза слюдястых минералов в каолиновых корках выветривания было установлено образование только каолинита [15, 17].

Вероятно, можно было бы ожидать возникновения слюдястых минералов (содержащих магний в октаэдрических слоях) в условиях, соответствующих условиям синтеза иллита по Г. Хардеру [22], т. е. при наличии достаточных высоких концентраций одновременно калия и магния. К сожалению, этим элементам свойственна определенная антагоничность (если не рассматривать биотит), и поэтому в низах кор выветривания кислых пород мы видим преимущественное развитие каолинита, а в низах кор выветривания основных пород — смектитовых минералов.

Таким образом, на основании обзора фактического материала по находкам слюдястых минералов в корках выветривания и по условиям образования иллитов при низких температурах следует признать, что при выветривании полевых шпатов калиевые диоктаэдрические слюды не образуются. В то же время тонкозернистые слюдястые минералы представляют собой обычные продукты различных метаморфических и гидротермальных процессов, часто сопутствующих рудной минерализации разного типа [1, 7]. Недавно в работе [31] в качестве типичного гидротермального минерала выделен калиевый бейделлит. Можно полагать, что этот факт подтверждает исключительно гидротермальное образование и калиевых диоктаэдрических слюдястых минералов.

#### Литература

1. Андреева О. В., Головин В. А., Омельяненко Б. И. О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, с. 31—38.
2. Бучинская Н. И. К минералогической характеристике коры выветривания коростенских гранитов.— В кн.: Коры выветривания на территории УССР. Ч. I. Киев: Наук. думка, 1971, с. 125—153.
3. Гаррелс Р. М., Крайст И. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
4. Горбачев Б. Ф. Супергенные диоктаэдрические слюды и их роль в процессах выветривания полевых шпатов.— В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1981, с. 168—175.
5. Горбачев Б. Ф. Присутствуют ли диоктаэдрические калиевые гидрослюда в составе элювиальных глинистых пород?— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 5, с. 125—127.
6. Додатко А. Д., Хорошева Д. П., Погребной В. Т. и др. Типовые профили выветривания кристаллических пород Украинского щита.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1975, с. 35—80.
7. Казицин Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 145 с.
8. Крамаренко В. П. Каолиновая кора выветривания гранитоидных пород Украинского кристаллического щита.— В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968, с. 46—52.
9. Магидович В. И. Проблема щелочных каолинов.— Итоги науки. Сер. Геология. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Недра, 1971, с. 10—38.
10. Магидович В. И., Сивоконь В. И. Щелочные каолины СССР.— В кн.: Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1977, с. 147—164.
11. Русько Ю. А., Иванов Ю. К. О выветривании калиевого полевого шпата.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1972, № 8, с. 681—684.
12. Сивоконь В. И. Новые данные по первичным каолинам Просьяновского месторождения.— В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968, с. 42—45.
13. Соколова М. Ф. Интерпретация структурных особенностей глинистых минералов и минералов свободного глинозема в корках выветривания и осадочных породах. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. 88 с.

14. *Ткачук Л. Г., Сонкин Л. С.* Каолины Глуховецко-Турбовского района Украинского щита и перспективы их использования. Киев: Наук. думка, 1981. 153 с.
15. *Финько В. И., Самотоин Н. Д., Чекин С. С.* Преобразование микроклина в каолинит при выветривании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 108—119.
16. *Чекин С. С.* О каолинах и дезинтегрированных гранитах острова Ольхон (Байкал).— В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968, с. 53—59.
17. *Чекин С. С.* Кристаллогенез глинистых минералов. М.: Наука, 1984. 95 с.
18. *Чекин С. С., Финько В. И., Самотоин Н. Д.* Некоторые особенности преобразования полевых шпатов и мусковита в каолиновых корках выветривания.— В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974, с. 88—95.
19. *Шварцев С. Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.
20. *Шварцев С. Л., Баженов В. А.* Геохимические условия образования иллита в продуктах коры выветривания.— Геохимия, 1978, № 3, с. 398—407.
21. *Gilkes K. J., Sholz G., Dimmock G. M.* Lateritic deep weathering of granite.— J. Soil Sci., 1974, v. 24, № 4, p. 523—536.
22. *Harder H.* Illite mineral synthesis at surface temperatures.— Chem. Geol., 1974, v. 14, № 4, p. 241—254.
23. *Keller W. D.* Environmental aspects of clay minerals.— J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, № 3, p. 788—781.
24. *Konta J.* The product arisen from acid plagioclase and potassium feldspar during kaolinization of Karlovy Vary granite.— In: 8-th conf. on Clay Mineral. and Petrol. in Teplice, 1979. Praha, 1981, p. 173—186.
25. *La Iglesia A., Martin-Caballero J. L., Martin-Vivaldi J. L.* Formation de kaolinite par precipitation homogene a' temperature ambiente.— Emploi de feldspaths potassiques.— Compt. Rend., 1974, D, t. 279, № 14, p. 1143—1145.
26. *La Iglesia A., Martin-Vivaldi J. L., Lopez Aguayo F.* Kaolinite crystallisation at room temperature by homogeneous precipitation. III Hydrolysis of feldspars.— Clays and Clay Minerals, 1976, v. 24, № 1, p. 36—42.
27. *Lerz H. von, Borchert W.* Verwitterung von Mikroclin unter atmosphärischen Temperatur — Druck — Bedingungen. Ein experimenteller Beitrag zum Problem der kaolinisierung.— Chem. Erde, 1962, B. 22, H. 1—4, S. 386—429.
28. *Lippmann F.* The solubility products of complex minerals, mixed crystals, and three-layer clay minerals.— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1977, B. 130, H. 3, S. 243—263.
29. *Meilhac A., Tardy Y.* Genèse et evolution des séricites, vermiculites et montmorillonites au cours de l'alteration des plagioclases en pays tempere.— Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 1970, v. 23, p. 145—161.
30. *Meunier A., Velde B.* Mineral reactions at grain contacts in early stages of granite weathering.— Clays and Clay Minerals, 1976, v. 11, № 3, p. 235—240.
31. *Meunier A., Velde B., Dudoignon P., Beaufort D.* Identification of weathering and hydrothermal alteration in acidic rocks. Petrography and mineralogy of clay minerals. 6.— Sci. Geol. Mem. Strasbourg, 1983, № 72, p. 93—99.
32. *Murray H. H., Patridge P.* Alteration of granite to kaolin. Mineralogy and geochemistry.— Schriftenreihe geol. Wissen., 1978, № 11, p. 197—208.
33. *Sand L. B.* On the genesis of residual kaolins.— Amer. Mineralogist, 1956, v. 41, № 1—2, p. 28—40.
34. *Tardy Y.* Geochemie des alterations. Etude des arenés et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique.— Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 1969, № 31, 199 p.
35. *Tardy Y., Bocquier G., Paquet H., Millot G.* Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography.— Geoderma, 1973, v. 10, № 4, p. 271—284.

Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию  
12.V.1985

КРИТИКА

УДК 536.7 : 552.5

О ПРИМЕНЕНИИ ТЕРМОДИНАМИКИ В ЛИТОЛОГИИ

САВЕНКО В. С.

Недавно опубликованная книга М. Ф. Стащука «Термодинамика и ее применение в литологии» [8] посвящена в соответствии с названием изложению основ термодинамики и ее применению в литологии. Как указывает сам автор, книга рассчитана на начинающих литологов-геохимиков, желающих ознакомиться с возможностями использования методов химической термодинамики в своей непосредственной работе. Естественно, что такая задача предъявляет вполне определенные требования к книге как к учебному пособию, среди которых одно из главных — необходимость рассмотрения и разъяснения методологических и методических аспектов применения термодинамики в литологических исследованиях. Наряду с этим данная задача допускает нетрадиционный стиль изложения термодинамики (заявленный автором), если, конечно, он способствует более ясному восприятию основ этой науки геологами, чья работа имеет специфику, отличную, например, от работы химиков, которым предназначается подавляющее большинство учебников по химической термодинамике. В предисловии М. Ф. Стащук подчеркивает, что в отличие от известных руководств, посвященных применению термодинамики в геологии: Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста [4], М. О. Керна и М. А. Вайсброда [6] или Б. Вуда и Д. Фрейзера [3], в книге «раскрываются не возможности, а условия применения термодинамики» [8, с. 4]. Хотя, на наш взгляд, само по себе противопоставление возможностей метода и условий его применения искусственно, так как возможности метода определяются условиями (областью) его применимости, интересно рассмотреть, что же именно нетрадиционного в изложении термодинамики сделано М. Ф. Стащуком и насколько это помогает решению тех или иных литологических вопросов.

Основная методологическая особенность изложения термодинамики в книге М. Ф. Стащука — отказ от использования понятия *бесконечно медленных процессов*, а также непосредственно связанного с ним понятия *квазистатических процессов*, имеющих важное значение для понимания условий применения равновесной термодинамики к реальным системам, в том числе и геологическим объектам. Как известно, равновесная термодинамика рассматривает исключительно равновесные состояния исследуемых систем, и всегда возникает вопрос о том, в каких случаях реальные геологические объекты могут описываться ее методами. В термодинамике этот вопрос решается на основе введения понятия квазистатических процессов [7], т. е. таких процессов, при которых скорость установления внутреннего равновесия системы намного превышает скорость изменения внешних параметров. В этом случае реальный процесс может быть представлен как последовательная смена равновесных состояний, что предопределяет возможность использования равновесной термодинамики. Поэтому для корректного применения равновесной термодинамики при описании природных объектов сравнительный анализ скоростей изменения внешних параметров и релаксационных процессов внутри систем, пусть даже грубо ориентировочный, чрезвычайно важен. Отказ от разъяснения данного весьма существенного в методологическом отношении аспекта применения термодинамики в геологии вряд ли можно считать оправданным.

Больше претензий можно предъявить к примерам применения термодинамики в литологии, приводимым в книге М. Ф. Стащука, которых, кстати, не так уже много для работы объемом свыше 200 страниц. Один из примеров относится к объяснению профиля вертикального распределения кислорода в океане. Из океанологических наблюдений известно, что в типичном случае вертикальный профиль концентрации растворенного кислорода характеризуется более или менее резким спадом от поверхности до глубин порядка 400—600 м с последующим довольно плавным возрастанием на больших глубинах. Такое распределение кислорода в океане океанологи объясняют тем, что глубокие воды являются холодными и богатыми кислородом водными массами, сформированными в Антарктике и Арктике и движущимися по направлению к экватору, а существование слоя кислорода минимумом связывают с потреблением кислорода на окисление осаждающегося из эвфотической зоны органического вещества. М. Ф. Стащук относит движение богатых кислородом холодных вод от полюсов к экватору к вторичным, т. е. не основным процессам, а о процессах деструкции органического вещества в водной толще не упоминает вовсе. Для объяснения наблюдаемого профиля вертикального распределения кислорода М. Ф. Стащук привлекает неравновесную термодинамику, считая основными движущими силами термо- и бародиффузию. После длительных рассуждений, занимающих почти 10 страниц текста, автор получил уравнение, которое удовлетворительно описывает реальный профиль распределения кислорода в океане. Как же расценивать теоретические выкладки М. Ф. Стащука? Возможно ли, что это новая теория, иллюстрирующая мощь термодинамики? Нетрудно показать, что

это далеко не так, причем нет никакой необходимости в столь длинных вычислениях. Дело в том, что скорость движения водных масс в океане на много порядков превышает скорость молекулярной диффузии (заметим, что данный вывод не зависит от того, какой именно градиент вызывает диффузию: концентрационный, температурный или барический) и конвективные движения океанских вод — перемешивание, — полностью подавляют проявления молекулярного движения. Выкладки автора оправданы только для совершенно неподвижной водной толщи, а это, как известно, не имеет ничего общего с реальным океаном. Но почему все же удалось получить «теоретическим» путем качественно правильный профиль распределения кислорода? Объяснение весьма простое: в итоговом уравнении, являющемся многочленом по температуре, значения трех постоянных коэффициентов получены методом регрессионного анализа массива данных по Тихому океану. Это не что иное, как обычная подгонка при поиске аппроксимирующего многочлена, причем другой его вид может также хорошо соответствовать реальной картине. Думается, что данный пример может использоваться для иллюстрации того, как не надо применять термодинамику при анализе природных процессов.

Другой пример относится к очень важному в литологическом отношении вопросу о растворимости твердых растворов. Практически все природные минералы содержат большие или меньшие количества примесей и должны рассматриваться как твердые растворы. Для последних термодинамические свойства могут существенно отличаться от свойств чистых фаз. Подавляющее большинство определений термодинамических свойств выполнено в отношении чистых фаз, поэтому в геохимической практике важно хотя бы приближенно оценивать возможные отличия природных минералов от аналогичных чистых фаз. Данному вопросу в книге Р. М. Геррелса и Ч. Л. Крайста [4] посвящен целый раздел, обсуждается он и в других пособиях по применению термодинамики в геологии [3, 5]. В рецензируемой книге твердым растворам уделено лишь несколько строк, из которых трудно составить представление о существе вопроса, зато имеются примеры формального использования этого раздела термодинамики. Так, обсуждая причины первичного образования в морской воде арагонита, являющегося менее устойчивым минералом по сравнению с кальцитом, М. Ф. Сташук указывает, что вхождение в кристаллическую решетку арагонита стронция может привести к снижению свободной энергии образования этого минерала до величины меньшей, чем у чистого кальцита, и тогда «образование арагонитовых раковин окажется... результатом того, что при интенсивном развитии организмов (что характерно для тропиков.— В. С.) создается дефицит карбоната кальция в воде. Часть организмов вынуждена приспособиться к этим условиям и использовать такую минералогическую разновидность карбоната кальция, которая окажется устойчивой в условиях недосыщения воды по отношению к кальциту» [8, с. 70]. Однако достаточно заглянуть в один из учебников по гидрохимии [1, 2] или в цитируемую М. Ф. Стащуком монографию Р. Хорна по химии моря [9], чтобы убедиться в прямо противоположном: именно тропические районы океанов характеризуются максимальным пересыщением по  $\text{CaCO}_3$ , а не дефицитом.

Оба приведенных примера показывают оторванность термодинамических выкладок М. Ф. Сташука от реальной природной обстановки, что может только дискредитировать методы термодинамики в глазах геологов.

Обсуждая применение термодинамики для анализа некоторых геологических процессов, М. Ф. Сташук совершенно правильно акцентирует внимание на точности исходных термодинамических данных и точности расчетов, однако делается это не всегда последовательно. Так, например, указывая, что в многокомпонентных растворах неопределенность величины среднего коэффициента активности хлористого натрия лежит в пределах от 0,667 до 0,680, он пишет: «Для большинства химико-технологических задач эта разница не очень существенна. При решении геологических задач она может приводить к ошибочным выводам» [8, с. 136]. Из последующего текста автору этих строк так и осталось непонятным, почему именно геологические задачи предъявляют исключительные требования к точности термодинамических данных. Но геолог, прочитавший это место в книге, думается, будет озадачен: если расхождения в коэффициенте активности, приводящие к неопределенности в величине логарифма константы равновесия всего в  $\pm 0,001$ , могут повлечь ошибочные выводы, то как же относиться к точности определения свободных энергий образования соединений в  $\pm 0,1—0,2$  ккал/моль (а это очень высокая точность экспериментальных определений!), которая ведет к неопределенности логарифма константы равновесия по меньшей мере в  $\pm 0,07$  единиц  $\lg K_p$ ? Стоит ли в этом случае вообще заниматься термодинамикой?

Не много пользы принесет геологам раздел, посвященный химическим моделям морской воды, которым в геохимической литературе уделяется довольно значительное внимание. После краткого изложения некоторых результатов расчетов химических моделей морской воды М. Ф. Сташук так формулирует свое отношение к ним: «Возникает вопрос: зачем вообще нужны вышеперечисленные модели? Всякая модель... должна приводить к выводам, которые можно проверить на практике или, по крайней мере, сравнить с теоретическими представлениями. И вот оказывается, что сравнивать модель не с чем. Нет способа определения активности соли в морской воде» [8, с. 164] (курсив наш.— В. С.). К счастью, такой способ есть. Активность соли можно измерить с помощью электрохимических цепей без переноса, что, например, в отношении морской воды делалось неоднократно. Данный метод является одним из основных в электрохимии и подробно описан во всех руководствах по этой науке. Жаль, что это осталось неизвестным для М. Ф. Сташука, но еще большее сожаление вызывает то, что пишется это для неподготовленного читателя, желающего ознакомиться с возможностями применения термодинамики в литологии, где водные растворы играют первостепенную роль.

Мы не будем останавливаться на других недостатках книги М. Ф. Стащук: неточностях и неоправданно большом внимании тем разделам, которые не имеют особого значения для решения актуальных задач современной литологии (например, термодинамике атмосферы) при слишком неполном изложении более важных разделов (теории твердых растворов, термодинамических свойствах тонкодисперсных минералов, термодинамике ионных равновесий и т. п.). К учебнику, учебному руководству или учебному пособию всегда предъявлялись и предъявляются более высокие требования по качеству изложения материала, чем к статьям и специальным монографиям. Цена ошибок здесь неизмеримо выше. К сожалению, приходится констатировать, что таких ошибок и неточностей в рецензируемой книге довольно много и что М. Ф. Стащук не достиг поставленной цели.

#### Литература

1. *Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 446 с.
2. *Алекин О. А., Ляхин Ю. И.* Химия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 343 с.
3. *Вуд Б., Фрейзер Д.* Основы термодинамики для геологов. М.: Мир, 1981. 184 с.
4. *Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
5. *Жариков В. А.* Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 420 с.
6. *Керн М. Р., Вайсброд М. А.* Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М.: Мир, 1966. 278 с.
7. *Леонтович М. А.* Введение в термодинамику. М.—Л.: Гостехтеоретиздат, 1952. 199 с.
8. *Стащук М. Ф.* Термодинамика и ее применение в литологии. М.: Наука, 1985. 207 с.
9. *Хорн Р.* Морская химия. М.: Мир, 1972. 399 с.

Московский государственный  
университет

Поступила в редакцию  
1.IV.1986

**ХРОНИКА**

УДК 552.55

**О РАБОТЕ ВСЕСОЮЗНОЙ ШКОЛЫ-СЕМИНАРА  
«КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ»**

**ХОЛОДОВ В. Н., СЕДЛЕЦКИЙ В. И., РЫЖКОВ М. М.**

С 27 сентября по 2 октября 1985 г. в районе г. Новороссийска (спортивно-оздоровительный лагерь Ростовского государственного университета им. А. А. Жданова «Лиманчик») работала Всесоюзная школа-семинар, посвященная проблеме «Кремненакопление в осадочном процессе». Школа была организована Межведомственным литологическим комитетом (МЛК) совместно с Северо-Кавказским научным центром высшей школы и Ростовским государственным университетом.

В работе школы-семинара приняли участие 78 представителей 26 различных геологических организаций СССР, в том числе Геологического института и других институтов АН СССР, Министерства геологии СССР, а также Министерства высшего и среднего специального образования СССР.

Председателем оргкомитета школы был первый заместитель председателя МЛК, д-р геол.-минер. наук В. Н. Холодов (ГИН АН СССР), заместителями председателя — проф. В. И. Седлецкий (СКНЦ ВШ) и д-р геол.-минер. наук У. Г. Дистанов (ВНИИГЕОЛНЕРУД); ученым секретарем — канд. геол.-минер. наук М. М. Рыжков (РГУ).

В ходе работы школы-семинара было заслушано 17 пленарных и 14 стендовых докладов.

Во вступительном слове докт. геол.-минер. наук В. Н. Холодова была кратко рассмотрена работа трех предыдущих всесоюзных семинаров, посвященных кремненакоплению, организованных МЛК и Министерством геологии СССР. Было показано, что все эти всесоюзные литолого-геохимические форумы не рассматривали проблему кремненакопления во всем объеме, а касались только ее отдельных сторон. Наряду с этим в 70—80-е годы накопился огромный фактический материал, позволяющий по-новому оценить условия образования кремнистых пород и связанных с ними осадочных полезных ископаемых, а многочисленные литолого-геохимические работы, выполненные как в СССР, так и за рубежом, существенно продвинули вперед наши познания в области кремненакопления. Таким образом, к середине 80-х годов отчетливо назрела необходимость комплексно и полно обсудить проблему кремнеобразования на всесоюзном семинаре.

В заслушанных затем докладах докторов геол.-минер. наук Г. А. Каледы (ВНИГНИ) и В. Н. Холодова (ГИН АН СССР) была рассмотрена эволюция процессов кремненакопления в истории Земли. Было показано, что современный геохимический цикл кремнезема отличается двумя особенностями. Во-первых, в современных морях и океанах  $\text{SiO}_2$  повсеместно недосыщает морскую воду; его концентрации здесь редко превышают 0,5—2 мг/л, и это обстоятельство полностью запрещает его хемогенное осаждение. Последнее, согласно расчетам ряда исследователей, становится возможным только при достижении концентраций 100—120 мг/л кремнекислоты. Во-вторых, осаждение современных скоплений кремнезема как на континентах, так и в океанах повсеместно осуществляется биогенным путем; его концентраторами и осадителями являются разнообразные представители планктона — диатомеи, радиолярии и другие микроорганизмы.

Рассматривая эволюцию кремненакопления в геологическом прошлом, нельзя не обратить внимание на весьма существенное усложнение этих явлений. Действительно, уже в палеозойских отложениях отчетливо фиксируется появление скоплений  $\text{SiO}_2$ , генетически связанных с разнообразными эффузивами. Кроме того, имеются все основания предполагать, что формирование разнообразных яшм, кремней и фтанитов в палеозое в значительной мере осуществлялось путем сочетания биогенного и хемогенного осаждения кремнекислоты.

На смену химически чистым биолитам мезо-кайнозоя — диатомитам, трепелам, опокам и радиоляритам в палеозое приходят кремневые скопления, содержащие повышенные количества органического углерода, железа, ванадия, кобальта, никеля и многих других редких элементов.

Еще более сложным представляется процесс кремненакопления в докембрии; здесь наряду с яшмами и фтанитами широко распространены джеспилиты и джаспероиды, парагенетически связанные с многочисленными рудными месторождениями железа, марганца, титана, ванадия и других металлов. Их образование во многом все еще является загадкой, хотя и возникают предположения, что в докембрийском осадконакоплении резко преобладали процессы хемогенной садки  $\text{SiO}_2$ .

Таким образом, на примере кремнистых отложений отчетливо прослеживается необратимая эволюция осадочного процесса; сложные, очень мощные и охватывающие всю планету процессы докембрийского кремненакопления постепенно становятся все более простыми и сводятся в мезо-кайнозое к биогенному осаждению  $\text{SiO}_2$ .

Нельзя также не отметить, что согласно современным представлениям формирования железисто-кремнистых докембрийских «поясов Земли» в значительной мере было, по-видимому, обусловлено выветриванием древних базальтов на суше и высвобождением при этом огромных масс коллоидного  $\text{SiO}_2$ .

Большой интерес присутствующих вызвал доклад д-ра геол.-минер. наук *И. В. Хворовой* (ГИН АН СССР) и канд. геол.-минер. наук *В. С. Вишневецкой* (Институт литосферы АН СССР), посвященный характеристике кремнистых пород складчатых областей, в образовании которых весьма существенную роль играли эффузивные явления. Их сообщение было существенно дополнено докладом канд. геол.-минер. наук *В. И. Гречина* (ГИН АН СССР), детально охарактеризовавшего условия образования кремнистых пород Тихого океана и его геосинклинального обрамления.

Проблемы биогенного кремненакопления в современных и древних водоемах подробно обсуждались в докладах докторов геол.-минер. наук *С. И. Шуменко* (Харьковский ГУ), *Ю. Н. Сеньковского* (ИГ и ГГИ АН УССР) и канд. геол.-минер. наук *Б. Б. Назарова* (ГИН АН СССР).

В сообщениях д-ра геол.-минер. наук *В. И. Муравьева* (ГИН АН СССР), а также канд. геол.-минер. наук *В. Н. Дислера* (ГИН АН СССР) рассмотрены некоторые аспекты хемогенного кремненакопления. Было показано, что важнейшими факторами, определяющими поведение  $\text{SiO}_2$  в подземных водах, являются температурный режим, высокая щелочность или кислотность, содержание углекислоты,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaOH}$  и других активных катализаторов растворения кремнезема. При этом в осадочных толщах слабоминерализованные азотные термальные воды всегда несколько обеднены кремнекислотой за счет формирования силифицированных новообразований — метастабильных смешанослойных глинистых минералов, содержащих в своих структурах избыток  $\text{SiO}_2$ .

Доклады проф. *В. И. Седлецкого* и канд. геол.-минер. наук *Ю. В. Агаркова* и *М. М. Рыжкова* (РГУ), а также канд. геол.-минер. наук *С. Л. Афанасьева* (ВЗПИ) были посвящены анализу палеогеографических условий, определивших кремненакопление в пределах Кавказского региона. Установлено совпадение эпох кремненакопления с максимальным привносом терригенного материала с суши, что, по мнению авторов, указывает на терригенный генезис кремнезема в опоках и диатомитах.

Большой интерес вызвали доклады проф. *В. П. Петрова* (ИГЕМ АН СССР), д-ра геол.-минер. наук *У. Х. Дистанова* (ВНИИГЕОЛНЕРУД), а также канд. геол.-минер. наук *Ф. С. Переса* (ВНИИСИМС), в которых были рассмотрены классификации кремнистых пород и показано, что трепелы, диатомиты, радиоляриты, разнообразные опоки, металлоносные фтаниты и яшмы, бентонитовые глины, джеспилиты, джасперонды представляют собой весьма перспективные полезные ископаемые; их значение в народном хозяйстве нашей страны и за рубежом трудно переоценить. Была дана характеристика кремневого сырья Северо-Кавказского экономического района, описаны новые его виды, такие, как кремнеземистые известняки, и рассмотрены результаты получения искусственных волластонитов, а также облицовочных и огнеупорных материалов в лабораторных условиях.

В обсуждении докладов приняли участие многие литологи, геохимики и специалисты по кремневому сырью.

Во время работы школы-семинара состоялись геологическая экскурсия на Баканское месторождение трепелов, диатомитов и опок, а также экскурсия по городу-герою Новороссийску. В зале заседаний была организована выставка научной литературы по обсуждаемой проблеме.

Геологический институт АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
5.V. 1986



**НАТАЛИЯ АЛЕКСАНДРОВНА КРАСИЛЬНИКОВА**

30 ноября 1985 г. скоропостижно скончалась доктор геолого-минералогических наук, профессор Н. А. Красильникова — заведующая сектором фосфоритов Сибири Государственного научно-исследовательского института горно-химического сырья (ГИГХС). В ее лице научная общественность, геологическая служба и горно-химическая промышленность нашей страны потеряли крупного ученого-литолога, выдающегося исследователя фосфоритов, замечательного человека, верную дочь советского народа.

Наталья Александровна родилась 1 февраля 1917 г. в г. Симбирске (ныне Ульяновск) в семье преподавателя. В 1940 г. с отличием окончила Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. С 1941 г. она работает в научно-исследовательском институте по удобрениям и инсектофунгицидам им. Я. В. Самойлова (НИУИФ), в котором сложилась известная в мире школа геологов-фосфатчиков. В 1941—1943 гг. Н. А. Красильникова в качестве геолога и начальника поисковой партии проводит исследования фосфоритонности в Сибири и Казахстане. В 1943 г., когда на базе горно-геодогического отдела НИУИФа и других организаций был создан ГИГХС, Н. А. Красильникова стала одним из первых его сотрудников в самой первой лаборатории института — геологической.

В конце 40-х годов Н. А. Красильникова изучает оригинальные юрские фосфориты Северного Кавказа, которым была посвящена ее кандидатская диссертация, успешно защищенная в 1950 г.

С 1949 г. основным объектом научной деятельности и полевых геологических исследований Н. А. Красильниковой становятся фосфориты Сибири. Она проводит поисковые и тематические работы, ревизию коллекций каменного материала, собранного исследователями в предыдущие годы. Именно таким путем ею было открыто, а затем и разведано первое в Сибири месторождение фосфоритов — Гурьевское на р. Подкаменной Тунгуске.

В последующие годы Н. А. Красильникова возглавила прогнозные исследования на фосфориты в Сибири; ею впервые разработаны научные основы и методика прогноза, составлены различного масштаба прогнозные карты фосфоритонности Сибирской платформы, Алтае-Саянской складчатой области и других районов. Эти исследования позволили определить направления поисковых и тематических работ на фосфориты, проводившиеся Геохимразведкой Минхимпрома СССР, а позднее во все расширяющемся объеме организациями Мингео СССР. Открытые по этим прогнозам месторождения (Белкинское, Сейбинское, Тамалыкское и др.) детально изучаются Н. А. Красильниковой и возглавляемым ею коллективом геологов ГИГХС.

Углубляя учение о геологии и генезисе фосфоритов, Н. А. Красильникова разрабатывает теорию формационного анализа фосфатонакопления, особое внимание уделяя литологическим закономерностям этого процесса. Результаты этих исследований были обобщены ею в докторской диссертации, блестяще защищенной в 1967 г. и ставшей важной вехой в развитии фосфатной геологии.

Последующие работы Н. А. Красильниковой охватывали очень широкий круг проблем, связанных с изучением и прогнозом месторождений фосфоритов. Ею впервые

рассмотрен вопрос об эволюции фосфоритообразования в истории Земли, предложены новые классификации фосфоритов и фосфатных руд, разработаны геотектонические закономерности формирования и размещения фосфоритовых залежей. Особо следует отметить вклад Наталии Александровны в изучение месторождений фосфоритов КНР, которые она посетила в качестве научного консультанта. Все эти работы выдвинули ее в число ведущих геологов-фосфатчиков, принесли ей не только всесоюзную, но и зарубежную известность.

Н. А. Красильниковой принадлежит свыше 150 научных работ. Среди последних следует отметить несколько крупных коллективных монографий, посвященных фосфатности Сибири.

Своим богатым опытом и знаниями Наталия Александровна щедро делилась с молодыми учеными. Под ее руководством подготовлено 12 кандидатских диссертаций, в числе ее учеников есть доктора геолого-минералогических наук.

Н. А. Красильникова была человеком исключительно высоких моральных и душевных качеств. Требовательная и настойчивая в работе, она вместе с тем была чутким и заботливым товарищем, активной общественницей. Она пользовалась большим и заслуженным авторитетом не только в коллективе ГИГХСа, где прошла вся ее трудовая жизнь, но и в широких научных и производственных кругах геологов и литологов.

Наталия Александровна сделала очень много хорошего, нужного, полезного; она оставила светлую память в сердцах ее учеников, друзей, коллег.

Редакционная коллегия

Межведомственный литологический  
комитет АН СССР  
Государственный научно-исследовательский институт горно-химического сырья

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,  
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),  
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,  
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),  
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

#### EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,  
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),  
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,  
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

#### Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

---

Сдано в набор 30.07.86 Подписано к печати 02.10.86 Т-15155 Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать Усл. печ. л. 12,6 Усл. кр.-отт. 13,0 тыс. Уч.-изд. л. 14,7 Бум. л. 4,5  
Тираж 1009 экз. Зак. 4959

---

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

Цена 1 р. 80 к.  
Индекс 70493

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

### **ВУЛКАНИЗМ И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА. 20 л. 3 р. 10 к.**

В коллективной монографии обобщаются результаты исследований метаморфизованных осадочных и вулканических образований докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Характеризуются закономерности проявления и эволюции процессов вулканизма и седиментогенеза, анализируются основные контролирующие факторы, и прежде всего палеотектонический как функция направленного развития земной коры. Подчеркивается значение полученных данных в формационном и геологическом аспектах.

Книга предназначена для специалистов в области литологии, петрологии, формационного и металлогенического анализа.

### **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОСФОРИТОНАКОПЛЕНИЯ. 20 л. 3 р. 40 к.**

Сборник содержит материалы по теоретическим вопросам генезиса фосфоритов, тектоническим, палеогеографическим и другим предпосылкам их поисков. Особое внимание уделено зернистым фосфоритам, прежде всего месторождениям недавно открытого Центрально-Кызылкумского бассейна. Освещены результаты и перспективы геологоразведочных работ в бассейне, условия формирования фосфоритов, материалы технологических и технико-экономических исследований. Изложены фактические данные о новых находках фосфоритов в СССР.

Издание рассчитано на геологов, литологов.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, 5, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664003 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.