

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1992

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А., Богданова О.Ю., Сивцов А.В.</i> Кристаллохимическая природа, минералогия и генезис Fe- и Fe — Mn-образований гидротермального поля горы Франклин .....	3
<i>Конюхов А.И., Чочия Г.Л.</i> Гомогениты из глубоководных депрессий Ионического моря, их состав и условия образования .....	15
<i>Вотинцев К.К.</i> Кремний в Байкале (содержание, распределение, баланс и биохемолитические миграции) .....	28
<i>Варсимашвили Э.В.</i> Седиментологические особенности и генетические типы флишевых отложений раннемелового бассейна Южного склона Большого Кавказа .....	39
<i>Худолей А.К., Семилеткин С.А.</i> Флишевый бассейн Таласского Алатау (палеотечения и строение) .....	51
<i>Глыбовский В.О., Сюсюра Б.Б.</i> О генезисе продуктивных отложений месторождения медистых песчаников Жаман-Айбат (Центральный Казахстан) .....	63
<i>Платонов Е.Г., Повышева Л.Г., Устрицкий В.И.</i> О генезисе карбонатных марганцевых руд Пай-Хойско-Новоземельского региона .....	76
<i>Каледа К.Г., Липаева А.В.</i> Кластические дайки и трубообразные тела ожелезненных песчаников Северного Приаралья .....	90
<i>Мякарьев Л.Б., Розина Е.Л., Кузнецова Л.Г., Дубик О.Ю., Белевкин Б.С., Давыденко Г.И.</i> Предрифейская кора выветривания Чарского поднятия (запад Алданского щита) .....	107
<i>Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В., Чайкин В.Г.</i> К минералогии соленосных отложений. Сообщение 2. Минералы соленосных отложений хлоридного галогенеза .....	116
<i>Краткие сообщения</i>	
<i>Бадюкова Е.Н.</i> Растворение кварца в прибрежной зоне Сейшельских островов .....	121
<i>Кулиш Е.А., Покалюк В.В.</i> Развитие Криворожского железорудного бассейна в досаксаганское время (литолого-формационные и тектонические аспекты) .....	126
<i>Алтухов В.А., Коломенский Г.Ю., Гафуров Ш.З., Гореловский Г.В.</i> О тонштейнах в юрских отложениях Туаркыра .....	131
<i>Критика</i>	
<i>Занин Ю.Н.</i> Еще раз о роли биогенного фактора в фосфоритообразовании .....	137
<i>Махнач А.А.</i> К вопросу об объеме и содержании стадии катагенеза .....	138

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
MINISTRY OF GEOLOGY

4  
JULY-AUGUST  
1992

## CONTENTS

<i>Gorshkov A.I., Drits V.A., Dubinina G.A., Bogdanova O.Yu., Sivtsov A.V.</i> Crystallochemical nature, mineralogy and genesis of Fe- and Fe - Mn-formations of the hydrothermal field of the Franklin mountain . . . . .	3
<i>Konyukhov A.I., Chochia G.L.</i> Homogenites from deepwater depressions of the Ionian Sea, their composition and formation conditions . . . . .	15
<i>Votintsev K.K.</i> Silica in the Baikal (contents, distribution, balance and biohemolimnic migration) . . . . .	28
<i>Varsimashvili E.V.</i> Sedimentological peculiarities and genetic types of the flysch deposits in the early Cretaceous basin of the Greater Caucasus southern slope . . . . .	39
<i>Khudoley A.K., Semiletkin S.A.</i> The flysch basin of the Talass Alatau (paleocurrents and structure) . . . . .	51
<i>Glybovsky V.O., Syusyura B.B.</i> The genesis of productive deposits of the Zhaman-Aybat cupriferous sandstones field (Central Kazakhstan) . . . . .	63
<i>Platonov Ye.G., Povysheva L.G., Ustritsky V.I.</i> The genesis of carbonate manganese ores in the Pay-Khoy-Novaya Zemlya region . . . . .	76
<i>Kaleda K.G., Lipaeva A.V.</i> Clastic dikes and pipe bodies of ferruginate sandstones in Northern Urals region . . . . .	90
<i>Makariev L.B., Rozinova Ye.L., Kuznetsova L.G., Dubik O.Yu., Belevkin Ye.S., Davydenko G.I.</i> The pre-Riphean crust of weathering in the Charsky uplift (the Aldan Shield western part) . . . . .	107
<i>Stankevich Ye.F., Batalin Yu.V., Chaykin V.G.</i> On the mineralogy of salt deposits. Contribution 2. Salt deposits minerals of chloride halogenesis . . . . .	116

### *In Brief*

<i>Badyukova Ye.N.</i> Quartz solution in the coastal zone of the Seychelles . . . . .	121
<i>Kulish Ye.A., Pokalyuk V.V.</i> The development of the Krivoy Rog iron ore field in pre-Saksaganian time (lithologoformational and tectonic aspects) . . . . .	126
<i>Altukhov V.A., Kolomensky G.Yu., Gafurov Sh.Z., Gorelovsky G.V.</i> Tonsteins in the Jurassic deposits in Tuakyr . . . . .	131

### *Critique reviews*

<i>Zanin Yu.N.</i> Once again about the role of the biogenic factor in phosphorite formation. . . .	137
<i>Makhnach A.A.</i> On the volume and contents of the catagenesis stage . . . . .	138

УДК 551.353:553(31+32)(261)

© 1992 Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А., Богданова О.Ю.,  
Сивцов А.В.**КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА, МИНЕРАЛОГИЯ  
И ГЕНЕЗИС Fe- и Fe – Mn-ОБРАЗОВАНИЙ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ ГОРЫ ФРАНКЛИН**

Установлено, что в образовании минералов низкотемпературных Fe – Mn-построек гидротермального поля горы Франклин важную роль играли бактерии. Содержащийся в постройках нонтронит является продуктом замещения бактериальных кремнесодержащих частиц гидроксида железа протоферригидрита в процессе их старения. В частицах протоферригидрита ряда построек зафиксирован фосфор, что объясняется достаточно молодым возрастом этих построек.

Весной 1990 г. НИС „Академик Мстислав Келдыш” Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в западной части моря Вудларк (Папуа-Новая Гвинея) были выполнены исследования активного низкотемпературного гидротермального поля. Основные геологические наблюдения, отбор образцов производились с помощью глубоководного обитаемого аппарата (ГОА) „Мир”.

Описанные и опробованные при погружениях гидротермальные проявления приурочены к неовулканической зоне субширотного простирания – спрединг-овому центру, в пределах которого новая океаническая кора наращивалась на протяжении последних 3 млн лет. Неовулканическая зона представляет собой невысокий (80–100 м) вал, возникший в результате трещинных излияний базальтовой лавы. Этот вал является цоколем для более молодых одиночных вулканических конусов, один из которых (гора Франклин) возвышается над гребнем вулканического вала более чем на 200 м. В центре вершины горы Франклин находится кальдера, имеющая в поперечнике 150–400 м и глубину около 60 м. Гидротермальные образования были обнаружены в пределах этой кальдеры, а также в верхней части северного склона горы [8].

Наиболее распространены в данном районе гидротермальные образования в виде холмообразных неправильной формы построек высотой от нескольких сантиметров до 7 м и более. Многие из них являются приустьевыми образованиями активных низкотемпературных гидротермальных источников. Большинство из них характеризуется сходным внутренним строением. С поверхности они покрыты марганцевой коркой толщиной от 1 мм до 2 см. На участках сравнительно интенсивной разгрузки гидротермального раствора поверхностная черная марганцевая корка часто отсутствует. Под коркой, а в указанных выше случаях с поверхности, залегает ярко-оранжевое сильнопористое вещество, состоящее преимущественно из рентгеноаморфных оксидов железа. Толщина этого слоя равна первым десяткам сантиметров.

В одной из построек манипулятором были разрушены описанные выше слои. Под ними обнаружен переходный слой толщиной около 10 см, в котором на ярко-оранжевом фоне основной массы, аналогичной веществу вышележащего слоя, наблюдаются пятна темно-зеленого цвета, измеряемые в поперечнике первыми сантиметрами. В нижней части слоя число и размеры пятен увеличиваются. Под этим слоем залегают отложения, целиком сложенные темно-зеленым тонкодисперсным веществом, основным минеральным компонентом которого является нонтронит.

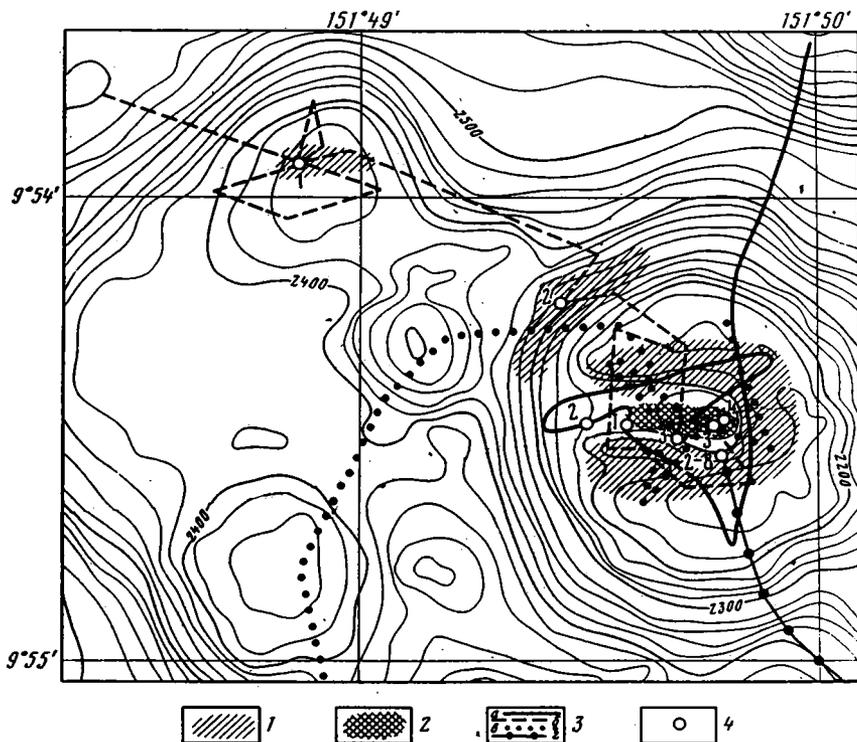
Минеральный состав низкотемпературных гидротермальных построек горы Франклина

Номера образцов	Пленка на поверхности постройки	Mn-корка	Внутренние части построек
2170-2	Fe-вернадит, Mn-ферроксигит	Нет	Кремнеземсодержащий протоферригидрит, нонтронит
2170-4	Нет	"	То же
2170-5	"	"	Кремнеземсодержащий протоферригидрит, в бактериальных частицах которого зафиксировано до 5% фосфора
2170-7	"	"	Кремнеземсодержащий протоферригидрит (повышенное содержание Si)
2170-8	"	"	
2157-7	"	"	Нонтронит, кремнеземсодержащий протоферригидрит (мало)
2157-6	"	"	Кремнеземсодержащий протоферригидрит, нонтронит
2157-11	"	"	Кремнеземсодержащий протоферригидрит, в частицах которого зафиксировано до 5% фосфора.
2157-14	"	Гексагональный, моноклинный и триклинный бёрнесситы	Кремнеземсодержащий протоферригидрит, частицы аморфного кремнезема
2202-2A1	"	Гексагональный бёрнессит разной степени упорядоченности, безжелезистый всрнадит (мало)	Кремнеземсодержащий протоферригидрит, нонтронит, частицы аморфного кремнезема, ферригидрит (мало)
2202-2A2	Fe-вернадит, Mn-ферроксигит	То же	Кремнеземсодержащий протоферригидрит, в частицах которого присутствует до 4-5% фосфора, частицы аморфного кремнезема, ферригидрит (мало)

Таким образом, при предварительном анализе полученного материала низкотемпературных гидротермальных построек удалось выделить три основных типа отложений, закономерно сменяющих друг друга от периферии к центру: черные марганцевые корки, ярко-оранжевое вещество, состоящее преимущественно из рентгеноаморфных гидроксидов железа, и темно-зеленый тонкодисперсный материал, в составе которого преобладает нонтронит.

Данная статья посвящена изучению кристаллохимической природы и минералогии, а также выяснению генезиса минеральных образований, взятых из низкотемпературных гидротермальных построек при погруженных ГОА "Мир" в процессе выполнения маршрутов 2170, 2157, 2202 [8] (фиг. 1).

Исследование проводилось прежде всего методом просвечивающей аналити-



Фиг. 1. Батиметрическая карта горы Франклин [8]

1 — низкотемпературные отложения оксидных минералов железа и марганца; 2 — средне-температурные баритовые отложения; 3 — маршруты ГОА "Мир" (а — 2202, б — 2192, в — 2157, г — 2170); 4 — места отбора проб

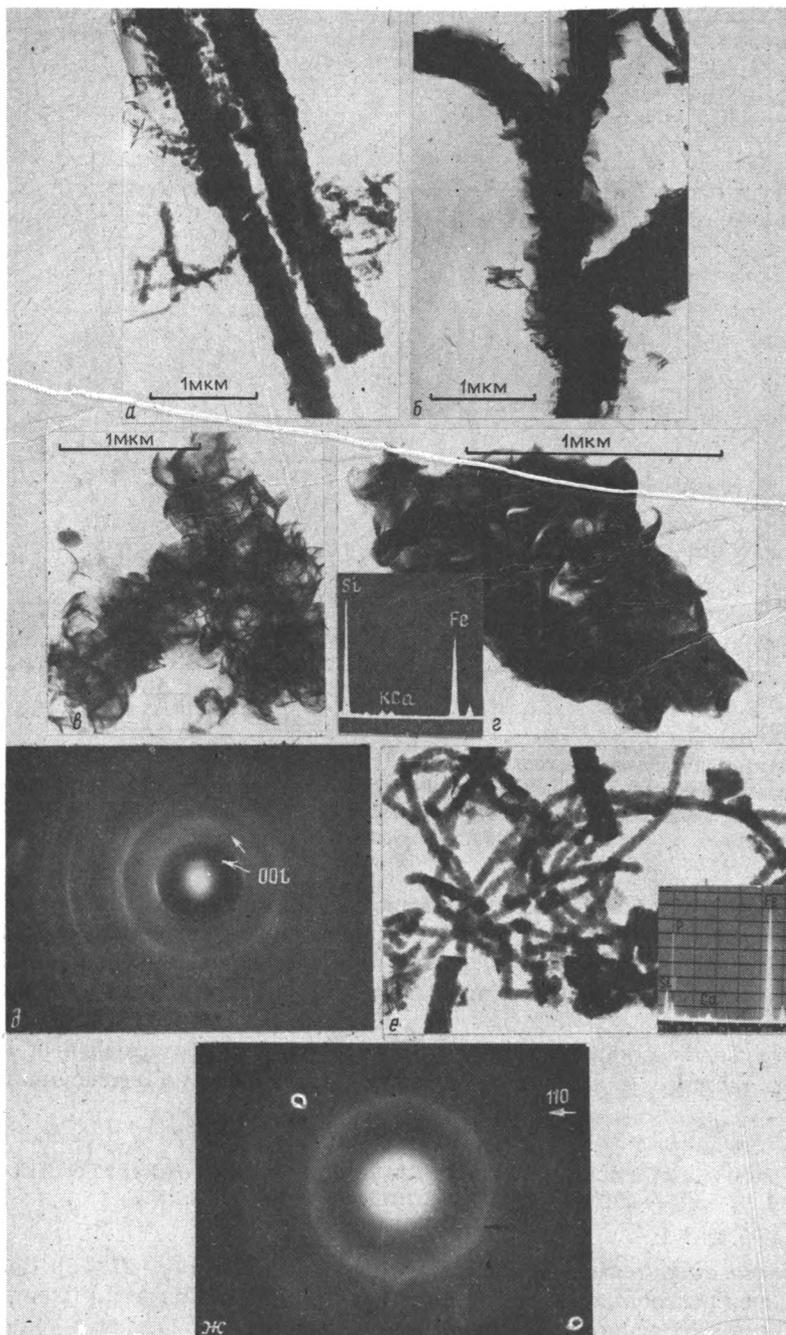
ческой электронной микроскопии, позволяющей получать с одного и того же микрокристалла с размерами в доли микрона его изображение, электронограмму и энергодисперсионный спектр. Указанные исследования дополнялись данными рентгенографии и ИКС. Кроме того, образцы изучались микробиологическими методами.

Минеральный состав всех образцов изученных гидротермальных построек сведен в таблицу, а детальное описание результатов их исследований дано ниже.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБРАЗЦОВ ИЗ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОСТРОЕК ГОРЫ ФРАНКЛИН, ПОЛУЧЕННЫХ В МАРШРУТЕ 2170

1. Цоколь гидротермальной постройки высотой 1 м (обр. 2170-2). На поверхности данной постройки наблюдается тонкая (доли миллиметра) пленка темно-бурого цвета. Ее основными минералами являются Fe-вернадит и Mn-ферроксицит, приуроченные к оруденелым бактериальным образованиям, морфологически сходным с представителями рода *Leptotrix*; что свидетельствует о биогенном происхождении этих минералов. При этом самый поверхностный слой этой пленки практически состоит только из этих минералов.

Располагающаяся под марганцевой пленкой часть гидротермальной постройки сложена предельно плохо окристаллизованным Fe-оксидом (фиг. 2, а), в частицах которого присутствует в значительных (но переменных) количествах кремнезем (в виде опала), а также нонтронитом. Причем количество нонтронита



Фиг. 2. Электронно-микроскопические изображения частиц кремнеземсодержащих (а), а также кремнезем- и фосфорсодержащих (е) частиц протоферригидрита; кремнеземсодержащего протоферригидрита, в разной степени замещенного чешуйками нонтронита (б, в), и чешуйчатых агрегатов нонтронита (з); электронограммы нонтронита (д) и протоферригидрита (ж); на врезках — соответствующие энергодисперсионные спектры

возрастает по направлению к основанию гидротермальной постройки, соответственно несколько меняется и окраска Fe – Si-образований постройки от светло-бурого до желто-оранжевого.

Содержащие кремнезем частицы оксида железа представляют собой оруденные реликты стебельковых бактерий рода *Gallionella*; следовательно, этот оксид сформирован также биогенным путем.

Электроннограммы, полученные от частиц Fe-оксида (см. фиг. 2, ж), содержат два достаточно диффузных кольцевых рефлекса с  $d$ , равными приблизительно 2,5 и 1,45 Å, отражающих существование лишь двумерного порядка в структуре индивидов данного оксида, т.е. предельно малые размеры областей когерентного рассеяния.

Сходного типа частицы оксида железа, содержащие кремнезем, установлены в образцах с подводного хр. Хуан-де-Фука [3] и в сталагмитоподобных образованиях бассейна Лау [4]; они сформированы также биогенным путем.

Предельно низкая степень окристаллизованности оксида Fe объясняется его биогенным образованием и присутствием в значительных количествах кремнезема; железистая фаза, дающая на электроннограммах только два отражения, соответствующих интенсивным линиям ферригидрита (2,24–2,54 и 1,47–1,48 Å), была названа протоферригидритом [9].

Ниже эту фазу, находящуюся в бактериальных частицах в тесной ассоциации с аморфным кремнеземом, мы будем для краткости называть *кремнеземсодержащим протоферригидритом*.

По характеру ИК-спектров изученный гидроксид железа – протоферригидрит практически не отличается от ферригидрита (данные Е.В. Власовой).

Нонтронит представлен в образце мелкими (доли микрометра) чешуйками. В состав чешуек этого минерала входят (из катионной группы) в основном Si и Fe; в небольших количествах зафиксированы Ca, K. Микродифракционные и рентгеновские исследования показали, что данный нонтронит характеризуется предельно неупорядоченной структурой: были зафиксированы в основном достаточно слабые по интенсивности базисные  $hk$  и базальные  $00l$  отражения. При этом природный и насыщенный этиленгликолем образцы дали на дифрактограмме рефлексы соответственно с  $d$  (00 $l$ ), равными 12,9 и 18,2 Å. Важно отметить, что чешуйки нонтронита обычно находятся в тесной ассоциации с бактериальными реликтами *Gallionella* в виде кремнеземсодержащего оксида железа – протоферригидрита (см. фиг. 2, б); на поверхности практически всех бактериальных частиц наблюдаются в большем или меньшем количестве чешуйки нонтронита; в некоторых случаях чешуйки нонтронита образуют бактериально-подобные агрегаты (см. фиг. 2, в). Иногда чешуйки нонтронита формируют самостоятельные агрегаты, возможно, являющиеся частями полностью замещенных и разрушенных в процессе препарирования Fe – Si бактериальных образований.

Аналогичная ассоциация чешуек хемогенного нонтронита и бактериальных частиц Fe-протоферригидрита была установлена ранее [4] в сталагмитоподобных образованиях бассейна Лау. Было показано с учетом ряда работ по кристаллохимии, синтезу и особенностям генезиса нонтронита [2, 5, 13–15], что формирование этого минерала связано с замещением указанных Si – Fe бактериальных образований (микрофоссилий) в процессе старения.

Важная роль бактерий *Gallionella* состоит в том, что они одновременно могут сорбировать из раствора как Fe, так и Si с образованием тонкой ассоциации аморфного опала и протоферригидрита. Причем сорбция Fe и Si или только Si определяется, как показали проведенные нами опыты с *Gallionella*, соответственно наличием в растворе катионов железа и молекул SiO<sub>2</sub> или только этих молекул. Сформированная Fe – Si-ассоциация является (при соответствующих стехиометрических отношениях между Fe и Si) естественным предшественни-

ком образования нонтронита. Кроме того, известно [1, 6, 12], что биогенные процессы образования указанных оксидов могут быть сдвинуты в сторону более восстановительных условий по сравнению с хемогенными процессами формирования тех же минералов. В результате биогенные оксиды Fe (и Si) могут образовываться в одинаковых или весьма близких с нонтронитом физико-химических условиях, создавая тем самым благоприятные предпосылки для замещения их нонтронитом при старении.

Для образования нонтронита при низких температурах необходимо соблюдение следующих условий [2, 5, 13–15]: слабовосстановительные условия (значение Eh около 0), концентрации SiO<sub>2</sub> в растворе около 10–20 мг/л, присутствие в растворе Fe(II). Отсюда следует, что процесс старения, по-видимому, заключается в перекристаллизации *in situ* ферригидрит-опаловых биогенных образований.

Образование седиментационной Fe–Mn тонкой корочки на поверхности данной гидротермальной постройки вполне объяснимо и закономерно. Гидротермальный процесс протекает относительно быстро и часто является циклическим. Гидрогенный же процесс протекает постоянно, но образование Fe–Mn-осадка происходит достаточно медленно (несколько миллиметров в миллион лет). Это связано с незначительной концентрацией Mn и Fe в океанической воде. После окончания деятельности гидротермального источника осуществляется образование и накопление Fe–Mn-осадка гидрогенным путем. Поэтому седиментационно образованная пленка на поверхности гидротермального осадка может служить четким критерием окончания гидротермального процесса.

2. Небольшая (~1,5 м) гидротермальная коническая постройка (обр. 2170-4). Квадратным пробоотборником из внутренней, верхней частей, а также из нижнего слоя постройки 2170-4 соответственно отобраны желто-оранжевый и темно-зеленый материал. Первые две отборки оказались сложенными бактериальными частицами кремнеземсодержащего протоферригидрита (аналогичного описанному выше), третья – в основном нонтронитом.

Частицы Si-содержащего оксида Fe, по данным микробиологических исследований, представлены главным образом реликтами бактериальных структур *Gallionella*. Нонтронит наблюдается в электронно-микроскопических препаратах в виде тонкоочаговых агрегатов (см. фиг. 2, г). В его составе фиксируются из катионной группы в основном Si и Fe и в небольших количествах – Ca и K. Врезка на фиг. 2, г). Полученные от агрегатов этого минерала электронограммы практически всегда содержат помимо базисных рефлексов и отражения 00l (см. фиг. 2, д). Структура данного нонтронита более упорядоченная по сравнению с таковой описанного в предыдущем разделе. По результатам, полученным с помощью мессбауэровской спектроскопии (данные В.В. Коровушкина), железо заселяет не только октаэдры, но и частично находится вместе с кремнием в тетраэдрах структуры этого минерала. С этим согласуется и достаточно большой параметр  $b = 9,15 \text{ \AA}$ . Поэтому изученный минерал целесообразно называть *тетраферринонтронитом* [5].

Следует отметить, что в образцах этой постройки также выявлены бактериальные Si–Fe-частицы, с поверхности которых наблюдаются чешуйки нонтронита. Это свидетельствует о том, что нонтронит, как и в описанном выше случае, образовался при замещении указанных частиц кремнеземсодержащего протоферригидрита в процессе старения.

3. Гидротермальная коническая постройка (обр. 2170-5) высотой ~ 4 м. Данную постройку слагает желто-оранжевое вещество, состоящее в основном из бактериальных частиц кремнеземсодержащего протоферригидрита. Отличительная особенность этих бактериальных частиц состоит в том, что они содержат в своем составе достаточно много (~ до 5%) фосфора (см. фиг. 2, е). Микробиологическими исследованиями установлено, что рассматриваемые частицы представляют собой прекрасно сохранившиеся биоморфозы по *Gallionella*; это может ука-

зывать на достаточно молодой возраст описываемой гидротермальной постройки. Поэтому возникло предположение, что фосфор принадлежит самой бактериальной клетке, минерализация которой прошла еще не полностью. С этой целью была исследована чистая культура Fe-окисляющих нитчатых бактерий рода *Leptothrix* с помощью энергодисперсионного анализа. Выяснено, что действительно вышеуказанным методом удастся выявить в бактериальных клетках значительное количество фосфора, сопоставимое с содержанием этого элемента в бактериальных реликтах кремнеземсодержащего протоферригидрита. Именно молодым возрастом рассматриваемой гидротермальной постройки и, по-видимому, нарушением стехиометрического отношения между Fe и кремнием (на фиг. 2, *e* виден резко пониженный пик Si по отношению к Fe) объясняется отсутствие в ней нонтронита.

4. Образцы из верхних частей гидротермальных построек, высотой 7 м (обр. 2170-7) и 1,5 м (обр. 2170-8). Они практически идентичны друг другу и сложены только частицами кремнеземсодержащего протоферригидрита, представляющими собой оруденелые реликты *Gallionella*. Основное отличие данной фазы от таковой из образцов 2770-4 и 2770-5 состоит в том, что ее бактериальные реликты содержат заметно большее количество кремния и не содержат фосфор. При этом на дифракционных картинах от некоторых частиц помимо рефлексов, отвечающих протоферригидриту, проявляется диффузное гало, характерное для опала. Нонтронит не выявлен: По-видимому, повышенные количества кремния в указанных бактериальных частицах нарушают стехиометрические Fe-Si-отношения, необходимые для эффективного их замещения нонтронитом.

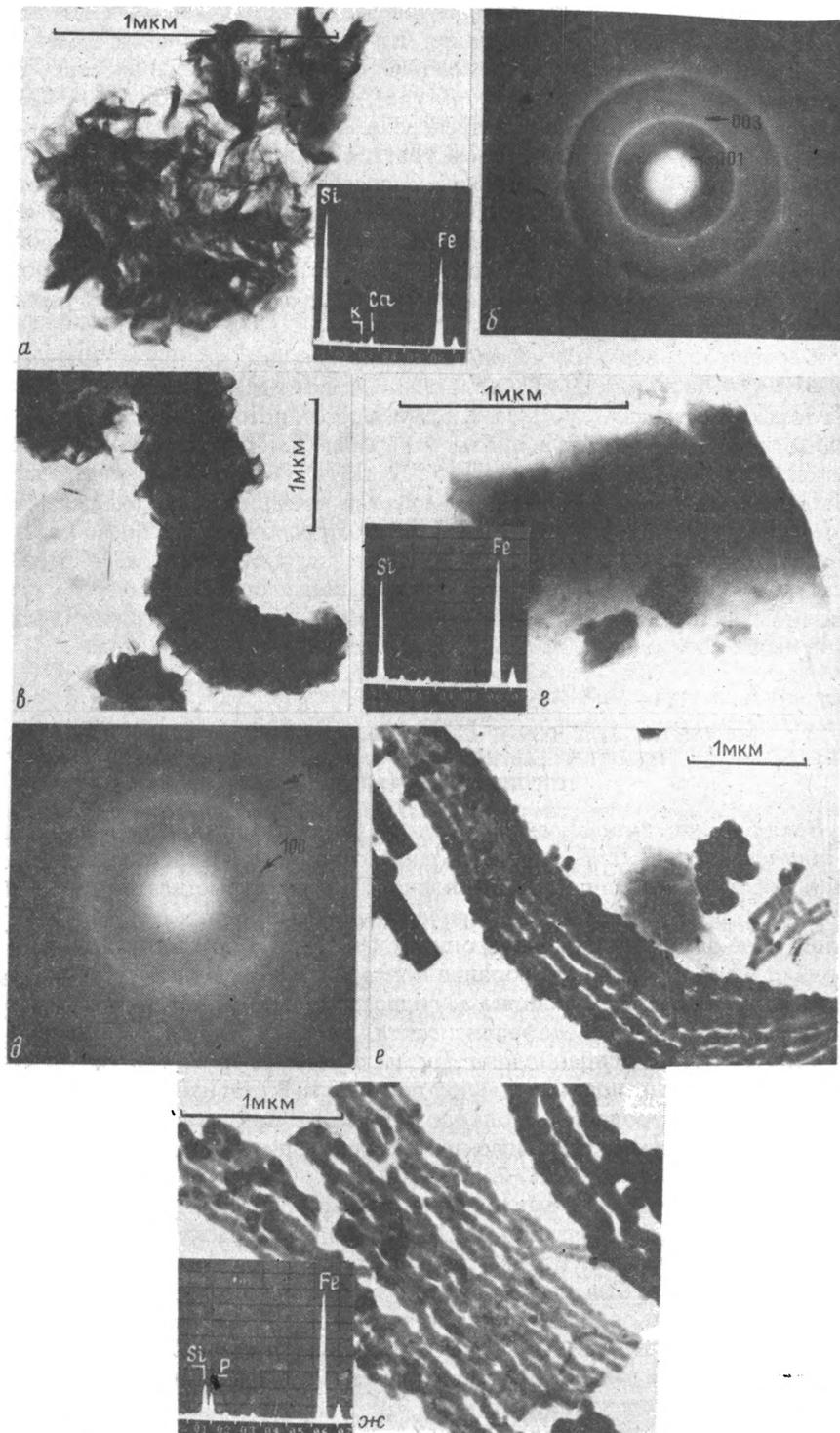
#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОБРАЗЦОВ ИЗ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОСТРОЕК ГОРЫ ФРАНКЛИН, ПОЛУЧЕННЫХ В МАРШРУТЕ 2157

1. Два обломка темно-зеленого цвета из гидротермальной низкотемпературной постройки (обр. 2157-7). Установлен в основном нонтронит (фиг. 3, *a*, *b*), лишь в небольшом количестве выявлены бактериальные частицы кремнеземсодержащего протоферригидрита, причем некоторые из них оказались в значительной мере замещенными нонтронитом (см. фиг. 3, *e*). Полученные данные позволяют считать, что формирование нонтронита обусловлено переработкой и замещением его предшественника – гидротермально отложенного биогенного кремнеземсодержащего протоферригидрита.

2. Образец 2157-6 неправильной формы с размерами 7×4×3 см – обломок низкотемпературной гидротермальной постройки. В нем наблюдалось чередование бурых и темно-зеленых слойков. Первые из них оказались сложенными частицами кремнеземсодержащего протоферригидрита, вторые – нонтронитом, идентичным таковому обр. 2157-7.

Весьма интересно отметить, что бурые железосодержащие слойки неоднородны по цвету. Средние их части имеют более темную окраску (темно-бурые). Они состоят из изометричных (кремнеземсодержащих) частиц протоферригидрита (см. фиг. 3, *z*, *d*), что указывает на их хемогенное происхождение. Части же рассматриваемых слойков, находящиеся на контакте со слойками нонтронита, имеют светло-коричневую окраску и образованы бактериальными кремнеземсодержащими частицами протоферригидрита. Последние обычно находятся в ассоциации в чешуйками нонтронита.

Выявленные необычные закономерности можно объяснить, с учетом рассмотренных выше особенностей формирования биогенных и хемогенных оксидов железа, следующим образом. Бактериальные кремнеземсодержащие частицы



Фиг. 3. Электронно-микроскопические изображения тонкочешуйчатых агрегатов нонтронита (а, в), кремнеземсодержащих частиц хемогенного (г), а также кремнезем- и фосфорсодержащих частиц бактериального (е, ж) протоферригидрита; электронограммы нонтронита (б) и протоферригидрита (д); на врезках — соответствующие энергодисперсионные спектры

протоферригидрита при низкотемпературном процессе осаждаются при более восстановительных условиях по сравнению с хемогенными кремнеземсодержащими частицами гидроксида железа. Вместе с тем бактериальные гидроксиды формируются при близких физико-химических условиях с нонтронитом и, являясь природным предшественником последнего, легко им замещаются. По-видимому, цикличная смена активности гидротермального источника (и связанные с этим изменения физико-химических условий) и приводит к наблюдаемой неоднородности образца.

3. *Сметанообразное желто-бурое вещество (обр. 2157-11)*. Взято сачком из небольшого гидротермального холма. Детальное изучение этого образца показало, что по минеральной и химическому составу он идентичен описанному выше обр. 2170-7. Данный образец сложен также кремнеземсодержащим протоферригидритом (см. фиг. 3, е, ж), кроме Si и Fe в нем фиксируется достаточно большое (до 5%) количество фосфора (врезка на фиг. 3, ж). Рассматриваемые частицы, по данным микробиологических исследований, представляют собой хорошо сохранившиеся бактериальные структуры, последние, по-видимому, не полностью минерализованы и содержат остаточный фосфор, который не успел еще удалиться в процессе деструктивных процессов. Этот факт, по-видимому, свидетельствует, как и в случае обр. 2170-5, об относительно молодом возрасте изученной гидротермальной постройки. Возможно, поэтому в данной постройке (как и в других описанных выше постройках обр. 2170-5, 2157-11, в которых частицы кремнеземсодержащего протоферригидрита содержат фосфор) отсутствует нонтронит, являющийся обычно продуктом более позднего замещения этого протоферригидрита.

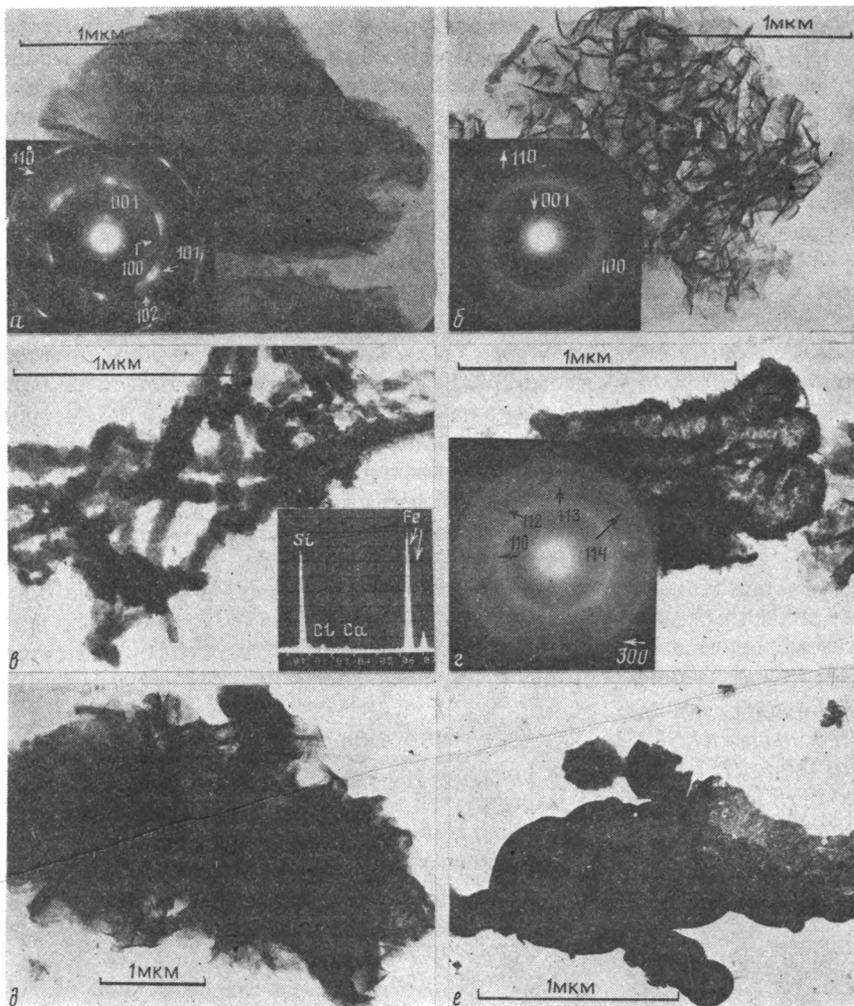
4. *Небольшая (1,5–2 м высотой) низкотемпературная гидротермальная постройка (обр. 2157-14)*. Данная постройка сложена бурым веществом, а на ее поверхности имеется черная марганцевая корка толщиной 2–3 мм. Исследования показали, что бурое вещество в основном состоит из бактериальных (реликты *Gallionella*) частиц кремнеземсодержащего протоферригидрита, не затронутых процессом нонтронитизации; в небольших количествах зафиксированы аморфные частицы чистого кремнезема, не имеющие бактериальных форм, по-видимому, сформированные абиогенным путем.

Черная корка сложена характерными для гидротермальных образований [10, 11, 16] оксидами марганца: бернесситом, характеризующимся гексагональной элементарной ячейкой с параметрами  $a = 2,83 \text{ \AA}$ ;  $c \approx 7 \text{ \AA}$  (основная фаза), а также бернесситовыми минералами, ранее описанными как 14  $\text{\AA}$ -ный Са-бернессит (с ромбической элементарной ячейкой) и клинобернессит [10]. Пластинчатые микроромбикристаллы этих двух минералов часто образуют закономерные сростки друг с другом. Следует отметить, что проведенные нами дополнительные детальные исследования показали, что в действительности два последних бернесситовых минерала характеризуются соответственно моно- и триклинной ячейками (этому вопросу будет посвящена специальная статья авторов). Следовательно, в данной постройке зафиксировано характерное для гидротермальных образований последовательное фракционированное осаждение сначала оксидов Fe (и Si), а затем оксидов Mn.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБРАЗЦОВ ИЗ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОСТРОЕК ГОРЫ ФРАНКЛИН, ПОЛУЧЕННЫХ В МАРШРУТЕ 2202

1. *Коническая постройка высотой ~ 5 м (обр. 2202-2A1)*. Нижняя ее часть сложена оранжевым веществом, верхняя – представляет собой Mn-корку толщиной 2–3 см.

Марганцевая корка состоит главным образом из пластинчатых частиц (фиг. 4, а) и тонкочешуйчатых агрегатов (см. фиг. 4, б), характерного для гидро-



Фиг. 4. Электронно-микроскопические изображения пластинок (а) и тонкочешуйчатых агрегатов (б) бёрнессита, кремнеземсодержащих бактериальных частиц протоферригидрита (в) и ферригидрита (г), чешуйчатого агрегата нонтронита в ассоциации с бактериальной частицей протоферригидрита (д) и частиц аморфного кремнезема (е); на врезках соответствующие электронограммы и энергодисперсионный спектр

термальных Mn-образований [10, 11, 16] минерала бёрнессита с параметрами  $a = 2,83 \text{ \AA}$ ;  $c = 7,1 \text{ \AA}$ . Пространственная упорядоченность структуры различных агрегатов изученного минерала неодинакова. Электронограммы, полученные от ряда чешуйчатых агрегатов (их в образце меньше), содержат достаточно четкие базисные  $hko$ , пространственные  $hkl$  и базальные  $00l$  отражения и характеризуют относительно высокую степень упорядоченности их структуры (врезка на фиг. 4, а). Более тонкочешуйчатые агрегаты (в образце их больше) дают электронограммы, содержащие в основном рефлексы  $hko$  и  $00l$ ; лишь иногда проявляются предельно слабые пространственные  $hkl$  отражения (врезка на фиг. 4, б). Указанные дифракционные данные характеризуют неупорядоченную структуру рассматриваемого бёрнессита. В ассоциации с бёрнесситом марганцевой корочки находится безжелезистый вернадит, являющийся продуктом биогенного процесса замещения бёрнессита [10].

Оранжевое вещество (обр. 2202-2A1) состоит из чешуйчатых агрегатов плохого

окристаллизованного нонтронита, содержащего в своем составе главным образом Si и Fe, в небольших количествах Ca и K, бактериального (реликты *Gallionella*) протоферригидрита (см. фиг. 4, е), частицы которого содержат в значительных количествах кремнезем, и бактериальных, но значительно более крупных частиц аморфного кремнезема (см. фиг. 4, д). Бактериальные частицы Si-протоферригидрита и тонкочешуйчатые агрегаты нонтронита иногда находятся в тесной ассоциации друг с другом (см. фиг. 4, д).

Полученные экспериментальные данные, как и в описанных выше случаях, указывают на формирование нонтронита по Si-Fe гидротермальным образованиям в процессе их старения. Присутствие в образце аморфных чисто кремнистых (опалоподобных) бактериальных частиц, по-видимому, указывает на то, что был перерыв в поступлении железа в гидротермальный раствор. Такой вывод основан на проведенном авторами эксперименте с сорбцией Si и Fe бактериями *Gallionella* из раствора. Бактерии сорбируют из раствора катионы Fe и Si либо только Si в зависимости от содержания в растворе двух или одного из указанных элементов.

Следует отметить, что в изученном оранжевом веществе зафиксировано небольшое количество хорошо сохранившихся бактериальных частиц гидроксида железа – ферригидрита [7] (см. фиг. 4, з). Его образование, вероятно, обусловлено перекристаллизацией протоферригидрита в процессе старения [4].

2. Коническая гидротермальная постройка высотой ~ 2,5 м (обр. 2202-2A2). Верхняя поверхность данной постройки (как и у описанной выше в обр. 2202-2A1) покрыта черной марганцевой коркой толщиной 3–4 см. Под указанной коркой располагается вещество различных цветовых оттенков от бурого до светло-оранжевого.

Пробы для исследования выбирались из различных частей марганцевой корки и охристого вещества.

Черная Mn-корка оказалась сложенной также тонкочешуйчатыми агрегатами бёрнессита, характеризующегося невысокой пространственной упорядоченностью.

Вещество, залегающее под Mn-коркой, представлено в основном кремнезем-содержащим протоферригидритом; выявлены также примесные частицы чистого аморфного кремнезема. В более светлых (светло-желтых, светло-оранжевых) участках вещества количество частиц чистого кремнезема возрастает. Весьма примечательно, что в частицах кремнеземсодержащего протоферригидрита присутствует и фосфор. Содержание этого элемента в различных бактериально-подобных частицах сильно колеблется, но по количеству не превышает 4–5%. Вероятно, факт присутствия указанного элемента в бактериальных частицах свидетельствует, как и в случае описанных выше обр. 2170-5 и 2157-11, о достаточно молодом возрасте изученной гидротермальной постройки. В ассоциации с частицами кремнеземсодержащего протоферригидрита зафиксированы, как и в обр. 2202-2A1, отдельные бактериальные содержащие кремнеземы частицы ферригидрита.

Следует отметить, что в образцах, взятых с самых поверхностных частей постройки, в виде незначительных примесей выявлены осажденные гидрогенным путем Fe-вернадит и Mn-ферроксигит [11].

Исследования, выполненные с помощью просвечивающей электронной микроскопии (микродифракция электронов и энергодисперсионный анализ), дополненные другими физическими и микробиологическими методами, позволили установить следующие закономерности.

Выяснено, что при формировании минералов Fe-Mn-построек активного гидротермального поля горы Франклин важную роль играли бактерии: практически во всех изученных постройках частицы гидроксида железа – протоферригидрита представляют собой реликты бактерий *Gallionella*, в которых всегда

присутствует в значительных (но переменных) количествах аморфный кремнезем в виде опала. Предельно низкая степень окристаллизованности гидроксида железа объясняется высокой скоростью его биогенного образования и присутствием значительных количеств кремнезема.

Показано, что содержащийся в постройках нонтронит является продуктом замещения бактериальных кремнеземсодержащих частиц протоферригидрита в процессе их старения.

В бактериальных кремнеземсодержащих частицах протоферригидрита из ряда низкотемпературных гидротермальных построек зафиксировано присутствие фосфора. Показано, что указанные частицы представляют собой прекрасно сохранившиеся бактериальные структуры *Gallionella*; сделан вывод о том, что их минерализация произошла еще не полностью и принадлежащий им фосфор не успел до конца удалиться. Этот факт свидетельствует о достаточно молодом зрелом возрасте исследованных минеральных построек.

#### Список литературы

1. Балашова В.В., Дубинина Г.А. Микроорганизмы, окисляющие железо и марганец // Хемосинтез / Под ред. М.В. Иванова. М.: Наука, 1989. С. 101–122.
2. Витовская И.В. Нонтронит – структура и генезис // Кора выветривания. М.: Наука, 1986. С. 26–32.
3. Горшков А.И., Дубинина Г.А., Богданова О.Ю. Природа гидротермальных железистых образований подводного хребта Хуан-де-Фука // 9-й международный симпозиум по биогеохимии окружающей среды (тез. докл.). М.: ВОНЦ АМН СССР, 1989. С. 80.
4. Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А. и др. Роль бактериальной деятельности в формировании Fe–Mn образований северной части бассейна Лазу (юго-запад Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 10–17.
5. Дриц В.А., Косовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 212 с.
6. Дубинина Г.А. Механизм окисления двухвалентного железа и марганца железобактериями при нейтральной кислотности среды // Микробиология. 1978. Т. 47. С. 591–599.
7. Звягин Б.Б., Чухров Ф.В., Горшков А.И. Структура ферригидрита, ее формирование и трансформации / Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975. С. 42–48.
8. Лисицын А.П., Бинис Р.А., Богданов Ю.А. и др. Современная гидротермальная активность подводной горы Франклин в западной части моря Вудларк (Папуа-Новая Гвинея) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 125–140.
9. Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Горшков А.И. и др. Экспериментальные данные об условиях образования окислов железа // Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975. С. 11–33.
10. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
11. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А. Отображение генезиса океанических корок и конкреций в кристаллохимии окислов марганца // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 91–102.
12. Dubinina G.A. The role of microorganisms in the formation of the recent iron-manganese lakestrine ores // Geol. a. geochemistry of manganese. Budapest: Acad. Kiado, 1981. V. 3. P. 305–326.
13. Cole T.G., Shaw H.F. The nature and origin of Authigenic smectites in some recent marine sediments // Clay Miner. 1983. V. 18. N 3. P. 239–252.
14. Harder N. Nontronite synthesis at low temperatures // Chem. Geol. 1976. V. 18. N 3. P. 169–180.
15. Harder H. Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions // Clay and Clay Mineral. 1978. V. 26. P. 65–72.
16. Thompson G., Mottile M.I., Rona P.A. Morphology, mineralogy and chemistry of hydrothermal deposits from the TAG area 26° N Mid-Atlantic Ridge // Chem. Geol. 1985. V. 49. N 1–3. P. 243–257.

УДК 551.353(202.12)

© 1992 Конохов А.И., Чочия Г.Л.

**ГОМОГЕНИТЫ ИЗ ГЛУБОКОВОДНЫХ ДЕПРЕССИЙ ИОНИЧЕСКОГО МОРЯ,  
ИХ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**

В работе описаны редко встречающиеся глубоководные морские осадки — гомогениты, отличающиеся весьма однородным и выдержанным по разрезу составом, а также совершенным отсутствием таких текстурных характеристик, как ясно выраженная слоистость, полосчатость или пятнистость, а также ходов илоедов и каких-либо включений. Подобные осадки были обнаружены в изолированных глубоководных депрессиях, осложняющих дно Ионического моря. Их формирование, по мнению авторов статьи, связано с действием подводных мутьевых течений. Изучение гомогенитов позволяет представить объемы осадочного материала, перемещаемого мутьевыми потоками.

Начиная с 1980 г. в геологической литературе появляются описания странных осадков, очень однородных и тонких по составу. Их характерной особенностью является отсутствие каких-либо специфических текстурных признаков, указывающих на генезис и изменения условий в среде осадконакопления [7, 9]. Благодаря выдержанному составу и облику, сохраняющимся в значительных по мощности интервалах разреза, они получили название *гомогенитов* или *юнифигов*. Речь идет о глинистых или карбонатно-глинистых тонкодисперсных илах с очень узким гранулометрическим спектром, включающим в основном пелитовые фракции при участии тонкого, реже крупного, алеврита. Песчаная примесь и более грубые включения обычно не отмечаются. В приповерхностной части колонок осадков это влагонасыщенные темноокрашенные, зеленовато- или буровато-серые илы с маслянистым блеском на свежем срезе. Они плохо отдают влагу и поэтому долго сохнут, уменьшаясь в объеме в 1,5–2 раза. Примечательной особенностью гомогенитов является отсутствие не только включений и следов жизнедеятельности донных организмов, но и слоистости, полосчатости и пятнистости. Это те признаки, в которых находят отражение изменения в составе поступающего на дно осадочного материала, связанные с сезонными или годовыми колебаниями в биопродуктивности поверхностных вод, объеме выносимой с суши терригенной взвеси, скоростного режима придонных и поверхностных течений.

Все это заставило К. Кастенса и М. Читу, описавших подобные образования в небольших глубоководных депрессиях вблизи континентального склона Пелопоннеса [7], предложить оригинальную версию их генезиса. Они связали возникновение гомогенитов с известной катастрофой — взрывом влк. Санторин, происшедшим около 3,5 тыс. лет назад: сейсмические толчки и волны (цунами), прокатившиеся по Восточному Средиземноморью, вызвали осыпание и сползание тонких осадков с вершин и склонов подводных поднятий. Эти потоки разжиженного тонкозернистого материала, перемешанного при движении во впадины и утратившего первичные седиментационные структуры, и отложили гомогениты в небольших депрессиях-ловушках с глубинами от 3000 до 4500 м. Бесспорно, что санторинское событие оказало огромное влияние на ход геологических процессов в районах, прилегающих к Эгейской вулканической дуге, в состав

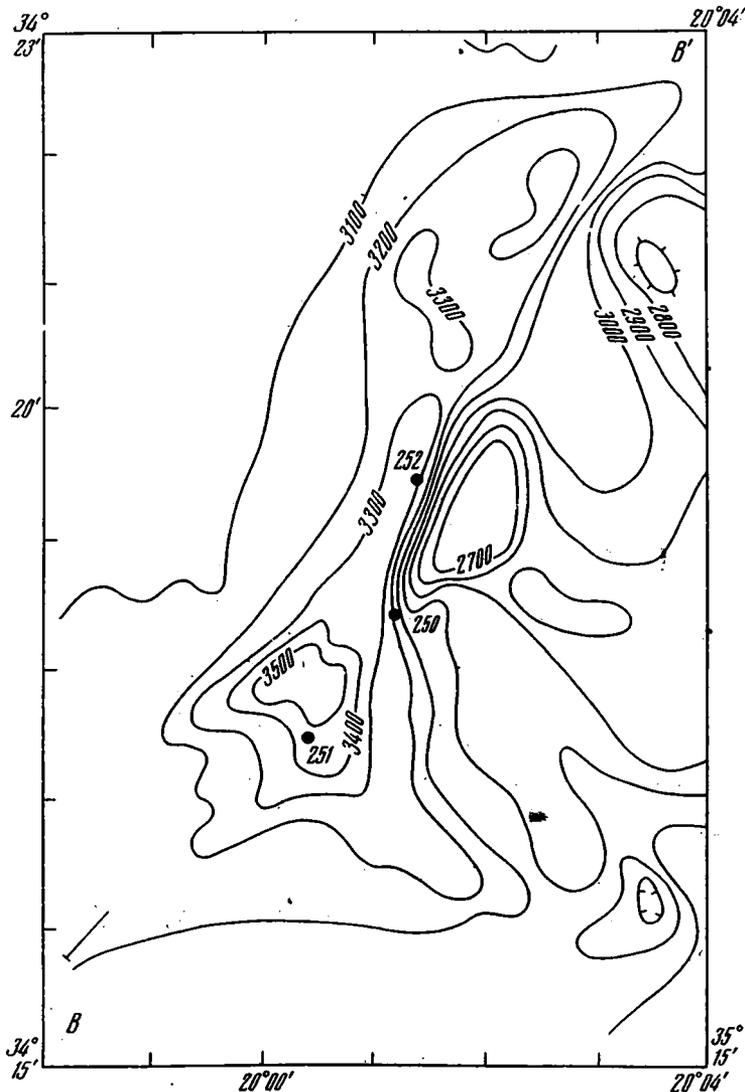
которой и входил влк. Санторин. Однако вскоре гомогениты были обнаружены во впадине континентального склона Калабрии, а затем и в рассольной впадине Баннок [3], расположенной на юго-западном склоне Средиземноморского вала. В эти районы эхо санторинского взрыва могло докатиться только в существенно ослабленной форме. Более того, Э. Беренс [2] описал в 1985 г. гомогениты (он их называет юнифитами) в небольших депрессиях, осложняющих континентальный склон Техаса и Луизианы в Мексиканском заливе. Вряд ли можно объяснить появление гомогенитов в районе Мексиканского залива взрывом влк. Санторин. Вероятно, речь идет о совершенно нормальном, хотя и редко встречающемся типе осадков, тяготеющих к изолированным впадинам в структуре континентального склона или участкам глубоководных котловин с контрастным рельефом.

В колонках осадков, поднятых в различных регионах, горизонты гомогенитов имели мощность от 0,5 до 3 м. Согласно геофизическим данным, полученным при изучении депрессий в основании континентального склона Галф Кост, пакки полупрозрачных в сейсмическом отношении отложений, видимо, сложенных гомогенитами, достигают нескольких десятков метров. Вместе со слоистыми комплексами, их разделяющими, гомогениты выполняют днище впадин, выклиниваясь постепенно на их бортах, причем линзы этих осадков не прислонены к окружающим склонам, а "задираются" в их направлении, как бы взбираясь вверх. Впрочем, выклинивание полупрозрачных отложений происходит уже в самом основании склонов, где уклоны дна еще невелики. Э. Беренс объясняет образование юнифитов в Мексиканском заливе стеканием больших масс неконсолидированных глинистых илов гемипелагического происхождения, правда, не связывая эти события с санторинским взрывом.

Гомогениты были описаны нами при работах во 2-ом и 4-ом рейсах НИС "Московский Университет" (1989 и 1990 гг.) в Ионическом море и 19-м рейсе НИС "Академик Петровский" (1990 г.). Эти образования были подняты из центральной части впадины Баннок, где они впервые были обнаружены А. Камерленджи и М. Читой [4], а также в небольшой, но глубокой депрессии в средней части Мессинского подводного конуса выноса. Позднее гомогениты удалось наблюдать в колонках из впадин Тиро и Кретеус. Это позволило сравнить различные типы указанных осадков, сформировавшихся в несхожих структурно-геоморфологических и седиментационных условиях.

Впадина Баннок находится на юго-западном фланге Средиземноморского вала, который в данном районе приподнят на несколько сотен метров над ложем соседней абиссальной котловины Сирт. В плане она напоминает нож-мачете, в "рукояти" которого расположена наиболее погруженная часть с глубинами дна более 3500 м (фиг. 1). Впадина ориентирована в субмеридиональном направлении, постепенно сужаясь с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Борта, окружающие впадину, очень крутые, а с востока она ограничена почти отвесной стеной. По данным А. Камерленджи и М. Читы, здесь впадина граничит с крупным соляным куполом, поэтому перепад глубин в подводном рельефе достигает 800 м. Площадь впадины Баннок составляет немногим более 22 км<sup>2</sup>, а объем — всего 2,23 км<sup>3</sup>. Мощность плиоцен-четвертичных осадков, залегающих на поверхности мессинской соленосной толщи, не превышает, по геофизическим данным, 100 м.

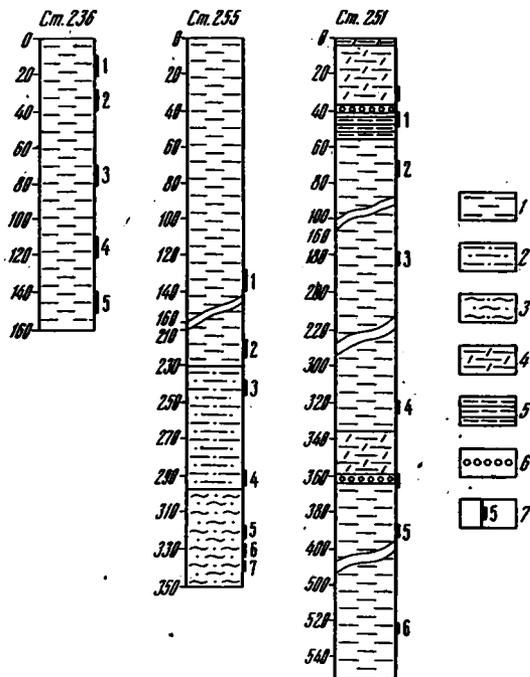
Замечательной особенностью впадины Баннок, выделяющей ее среди других депрессий в структуре этой части Средиземноморского вала, является наличие у дна концентрированных рассолов, образовавшихся в результате растворения мессинских солей. Верхняя граница рассолов находится на глубине 3400 м. т.е. они покрывают всю наиболее погруженную южную ее часть (как дно, так и окружающие склоны). Последнее обстоятельство привело к тому, что там, где



Фиг. 1. Рельеф морского дна в районе рассольной впадины Баннок [4]. Точками отмечены геологические станции, выполненные в 4-м рейсе НИС "Московский университет"

последние не покрыты рыхлыми осадками, на плотном субстрате происходит новообразование гипса в виде корочек и розочек причудливой формы. Одна из таких розочек была извлечена нами из наконечника застрявшей в ерше ударной трубы диаметром 143 см. Розочка, диаметром 8 см, состоит из пяти гипсовых "лепестков", сходящихся к центру. В ее основании находится небольшая "ножка" со свежей шероховатой поверхностью срыва. По-видимому, аутигенез гипса связан с выпадением его из пересыщенных рассолов. Гипсовые розы и другие новообразования поднимались и ранее при драгировании склонов впадины Баннок [5].

Колонка, взятая в самой глубокой (3450 м) части впадины вблизи восточного, крутого ее борта, оказалась сложенной теми же осадками, что и колонка 8403, описанная А. Камерфенджи и М. Читой [4]. В качестве гомогенитов ими выделяются однородные слабоуплотненные карбонатно-глинистые илы голубо-



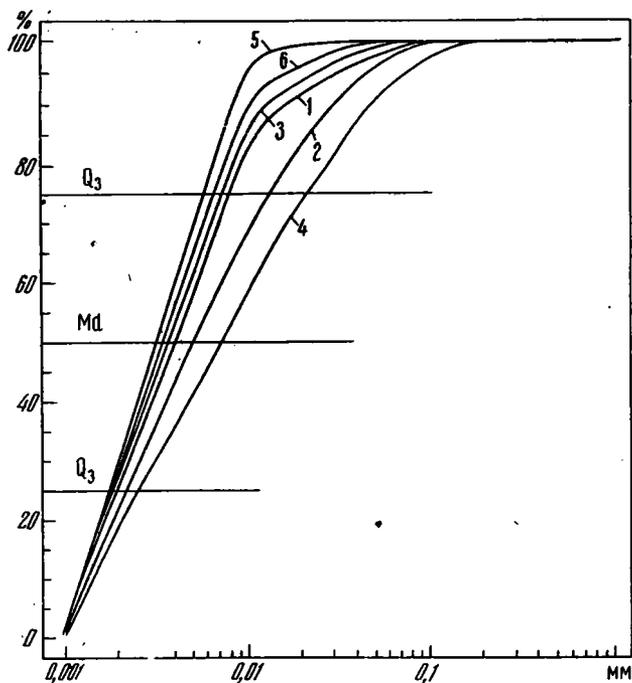
Фиг. 2. Колонки осадков с гомогени-  
тами, поднятые во впадинах МГУ  
(ст. 236 и 255) и Баннок (ст. 251)

1, 2 — однородный ил (1 — глини-  
стый, 2 — глинисто-алевритовый);  
3 — алевритовый, слабопесчаненный  
осадок; 4, 5 — ил (4 — глинисто-карбо-  
натный, 5 — тонкоомученный гли-  
нистый); 6 — фораминиферовый песок;  
7 — интервалы, в которых проанализи-  
рован гранулометрический спектр  
осадков

вато-серого цвета. В подошве верхнего гомогенного горизонта залегают осадки с отчетливо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью (фиг. 2). Последние рассматриваются упомянутыми выше авторами в качестве турбидитов. Действительно, на эродированной поверхности нижнего гомогенита здесь залегает белый фораминиферовый песок в виде нитяных пропластков, перемежающихся с такими же тонкими слоями глинисто-карбонатного ила. Толщина тех и других колеблется от 1 до 3 мм, причем в низах турбидитового прослоя преобладает белый фораминиферовый песок, а в его верхней части — более тонкий глинисто-карбонатный осадок алевропелитовой размерности. Градационная слоистчатость не выражена, хотя присутствие в подошве описываемого прослоя крупных обломков гипса свидетельствует о значительной скорости мутьевого потока, который зародился, видимо, в присводовой части Средиземноморского вала. Этот поток, зародившийся в расщелинах между образующими его соляными куполами, мобилизовал здесь помимо фораминиферо-вого песка также тонкий глинистый и карбонатный материал (в том числе продукты эрозии обнажающихся кое-где плиоцен-четвертичных отложений), а также переместил во впадину обломки гипсовых корок и розочек, покрывающих крутые и "голые" участки склонов.

При подсыхании илы, непосредственно перекрывающие турбидитовый горизонт, заметно светлеют по сравнению с вышележащими осадками. Это связано с их обогащением тонкоалевролитовым карбонатным детритом. Описываемые осадки, содержащие пересыщенные солями иловые воды, вскоре покрываются соляной корочкой, мешающей их полному высушиванию.

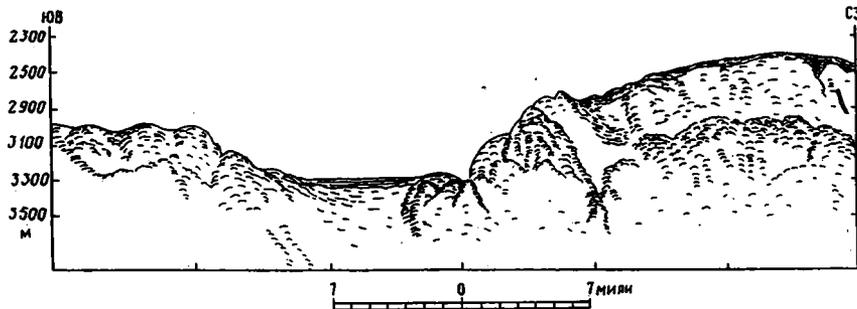
Изучение гранулометрического состава гомогенитов показало, что они представляют собой очень тонкие осадки с содержанием пелитовой фракции на уровне 85–92%. Частицы алевритовой размерности составляют не более 10–15%. Более крупная примесь практически отсутствует (фиг. 3). В литологическом отношении это глинисто-карбонатные илы — неуплотненные аналоги мергелей



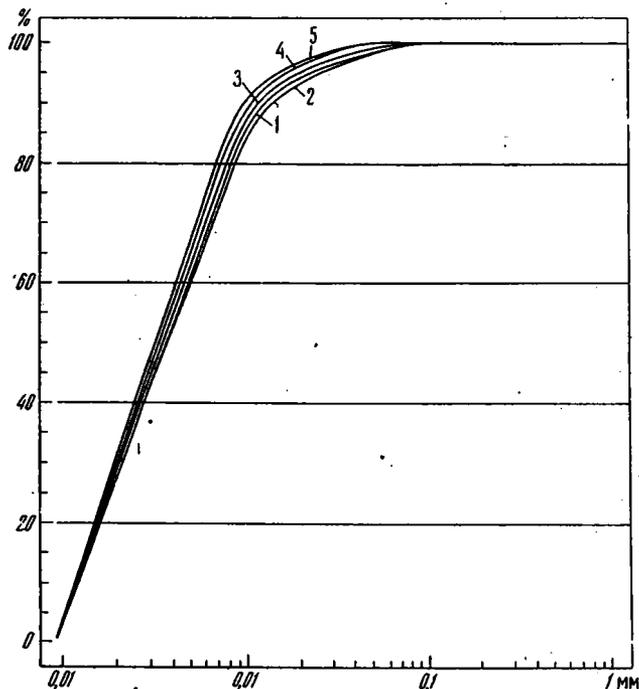
Фиг. 3. Кумулятивные кривые гранулометрического состава осадков из разреза ст. 251 (впадина Баннок). 1–6 – интервалы разреза, в которых был определен гранулометрический состав осадков (см. таблицу и фиг. 2)

или известковых глин. В подошве верхнего гомогенита они обогащаются  $\text{CaCO}_3$ . Концентрация органического углерода повсеместно не превышает 0,4%. Исследование в поле электронного сканирующего микроскопа показало, что тонкий карбонатный детрит в гомогенитах впадины Баннок образован дисками кокколитов и обломками раковин фораминифер. По данным же дифрактометрического анализа здесь присутствует тонкорассеянный гипс, а в качестве терригенной примеси – кварц и полевые шпаты. В пропластке со слоистой текстурой содержание гипса значительно выше. В карбонатной части осадка преобладают обломки раковин фораминифер.

Следует отметить, что в наиболее глубокой части впадины Баннок распространены не только гомогениты. В рейсе одноименного судна в 1984 г. здесь были подняты так называемые желатиноподобные или темно- и зеленовато-серого цветов, слагающие горизонты толщиной до 0,5 м в плейстоценовом интервале разреза [6]. В отличие от гомогенитов эти осадки характеризуются отчетливо выраженной тончайшей слоистостью. Их уникальной особенностью является повышенная связность материала в направлении напластования, благодаря которой слойки легко отделяются один от другого напоподобие листов папиросной бумаги и скатываются в рулоны. Точно такие же осадки были подняты нами в других впадинах Средиземноморского вала (Тиро и Кретеус). Установлено, что "папиросные" слойки сложены скелетными остатками фитопланктона: диатомей, силикофлагеллят, радиолярий с примесью дисков кокколитов и раковинск фораминифер. Связующей массой служат тонкодисперсное органическое вещество и аморфный кремнезем. Описываемые осадки слабо реагируют с  $\text{HCl}$  и почти полностью разрушаются при обработке  $\text{H}_2\text{O}_2$ . Соотношение между гомогенитами и "папиросными" илами пока не выяснено. Однако присутствие



Фиг. 4. Сейсмоакустический профиль через впадину МГУ (средняя часть Мессинского подводного конуса выноса)



Фиг. 5. Кумулятивные кривые гранулометрического состава осадков из разреза ст. 236 (впадина МГУ). 1-5 — интервалы, в которых проанализирован гранулометрический спектр осадков (см. таблицу и фиг. 2)

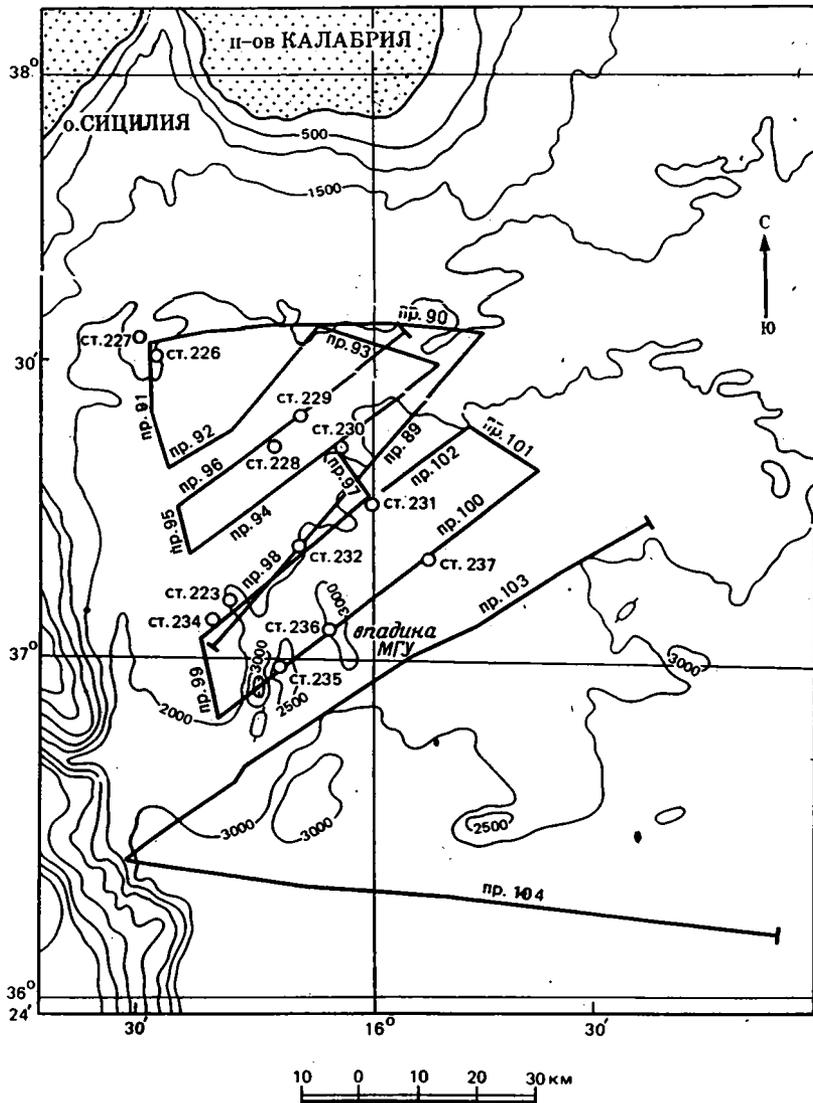
обоих образований в одних и тех же разрезах, но в разных их интервалах свидетельствует об изменениях в седиментационном процессе, которые происходили в разные эпохи позднего плейстоцена. Такое накопление гомогенитов носило во впадине Баннок дискретный и очень локальный характер.

Более выражена седиментация гомогенитов в глубокой депрессии из средней части Мессинского подводного конуса выноса. Верхняя часть осадочного чехла в этом регионе сформирована терригенными кластическими осадками турбидитного генезиса: песками, алевритами, гравием и глинистыми илами. Причем отдельные циклиты турбидитов обычно разобщены маломощными прослойками зеленовато-серых алевритовых или алевроглинистых илов. Крупные и мелкие

Номер станции	Интервал опробования, м	Процентное содержание фракций, мм			
		1-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	< 0,01
236	60-70	0,01	1,04	10,41	88,54
236	100-110	0,24	2,23	8,16	89,37
236	130-140	-	2,42	7,81	89,77
236	30-40	0,07	0,94	12,39	86,60
236	10-20	0,05	1,03	11,61	87,31
251	36-40	3,33	14,08	22,54	60,06
251	40-43	0,09	2,46	14,54	82,92
251	70-75	-	2,60	27,40	70,01
251	180-185	-	0,68	14,23	85,10
251	320-325	0,04	9,08	32,74	58,14
251	360-362	3,99	14,07	21,77	59,54
251	455-460	-	0,30	3,62	96,08
251	520-525	-	1,47	9,60	88,93
255	150-155	0,02	0,47	14,90	84,62
255	220-225	0,02	0,41	11,87	87,71
255	240-245	0,02	1,20	51,35	47,43
255	295-300	0,10	9,48	62,35	28,08
255	320-325	2,80	39,18	39,37	19,65
255	330-335	8,77	43,79	30,91	16,53
255	335-340	1,87	45,15	36,86	16,12

формы аккумулятивного донного рельефа (фиг. 4) сложены осадками, напоминающими флишевые серии, тогда как разделяющие их подводные русла, по которым двигались мутьевые потоки, — массивными горизонтами песков, гравия и даже гальки [1]. Тем более странной на этом фоне показалась колонка, сложенная обводненным однородным глинистым илом бутылочно-зеленого цвета, который имеет маслянистый облик и легко режется ножом. Никакой примеси тонкого (а тем более грубого) кластического материала в этом осадке не обнаружено. Отсутствовали также видимые включения карбонатных, вулканических или других частиц. Во вскрытом 1,6-метровом разрезе не заметны какие-либо текстурные особенности. Все это свидетельствует о том, что поднятый осадок принадлежит к гомогенитам. Лабораторные исследования подтвердили это, так как гранулометрический и минеральный состав глинистого ила оказался исключительно выдержанным по всей длине колонки. От 86 до 97% материала (фиг. 5, таблица) приходилось на пелитовые фракции, остальные — на тонкий алеврит. Содержание  $\text{CaCO}_3$  по разрезу колеблется от 8 до 12%, а  $\text{C}_{\text{орг}}$  — от 0,6 до 1,2%. В составе гомогенита преобладает смектит, присутствуют также иллит и смешанослойные фазы. В примеси к ним установлен каолинит.

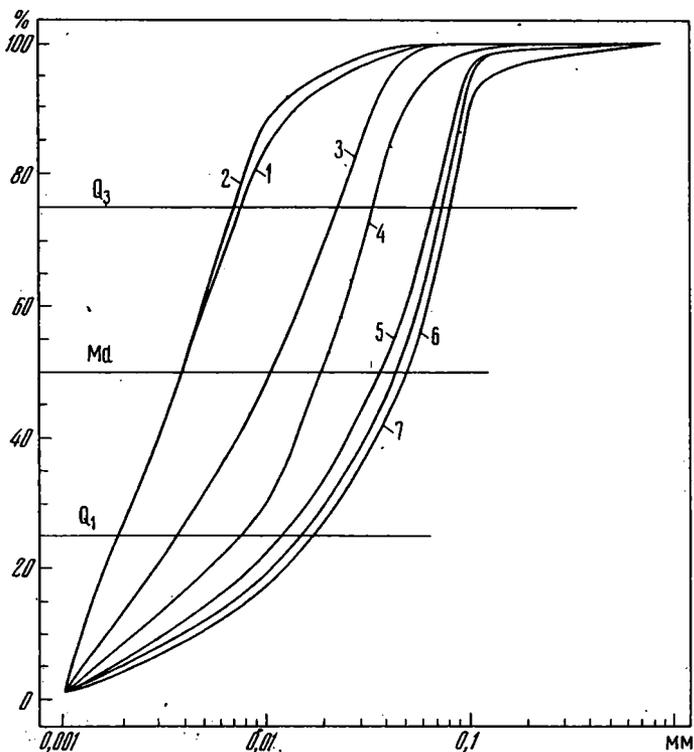
В 1990 г. (4-й рейс НИС "Московский Университет") при работах на том же полигоне была проведена эхолотная съемка впадины. Оказалось, что она имеет форму ванны с высокими бортами и исключительно ровным дном, а протяженность ее достигает 50 км при ширине от 8 до 17 км. Впадина вытянута в субмеридиональном направлении и раскрывается в сторону абиссали близ подводного поднятия, обозначенного на батиметрических картах этого района как гора Алмей. Близ 44° с.ш. впадина перегорожена небольшим порожком, который возвышается над ее ложем (глубина 3050 м) не более чем на 100 м. Превышение бортов над днищем достигает 700–1000 м, причем на востоке депрессия обрамлена более высоким поднятием, чем на западе. Анализ сейсмоакустических разрезов свидетельствует о том, что описываемая впадина находится на стыке



Фиг. 6. Расположение сейсмоакустических профилей и геологических станций, выполненных в районе Мессинского подводного конуса выноса во 2-м рейсе НИС "Московский университет".  
Высоты приведены в метрах

двух крупных лопастей подводного конуса: собственно мессинской и сицилийской. Они формировались потоками, несшими несхожий по минеральному составу материал и спускавшимся по разным системам подводных каньонов. Одни из них прорезают подводный склон Сицилии вблизи цоколя влк. Этна, откуда наряду с терригенным материалом поступает в большом количестве вулканокластика. Другие находятся на продолжении Мессинского пролива, где в береговых уступах разрушаются в основном древние осадочные и метаморфические породы [1]. Таким образом, впадина как бы разделяет две подводные терригенно-минералогические провинции.

Вдоль основания стенки, ограничивающей депрессию с запада, прослеживается неширокое русло, переуглубленное относительно дна на 30–40 м. Это



Фиг. 7. Кумулятивные кривые гранулометрического состава осадков из разреза ст. 255 (впадина МГУ). 1–7 – интервалы, в которых проанализирован гранулометрический спектр осадков (см. таблицу и фиг. 2)

русло обнаруживается на нескольких широтных пересечениях вплоть до самого южного, уже за пределами структурного порожка. На бортах этого русла были взяты две короткие колонки, сложенные очень плотным осадком коричневатосерого цвета, имеющим, если судить по степени уплотнения, довольно солидный возраст. В одной из колонок преобладали глинистые алевролиты с оползневыми текстурами, в другой (длина 29 см) – песчаненные алевропелиты. В целом же дно впадины очень ровное, слегка наклоненное на запад. Ее положение в структуре Мессинского конуса выноса показано на фиг. 6.

В центральной части депрессии с помощью ударной трубы большого диаметра удалось поднять колонку осадков длиной 3,5 м. Обводненные гомогенные илы, слагающие большую часть разреза, не вытекли при подъеме только потому, что наконечник оказался запечатанным плотным алевритовым илом, из которого уже отжалась большая часть седиментационных вод. Вскрытая мощность этих однородных осадков, имеющих крупноалевритовую размерность и содержащих небольшую примесь песка и пелита, составляет около 55 см. Алевриты лишены признаков слоистости и полосчатости. В них не наблюдается и отчетливо выраженной градационной слоистости. Однако выше они постепенно переходят в обводненные тонкоалевритовые илы, столь же однородные, как ниже- и вышележащие образования. Вначале они были приняты нами за глинистые гомогениты. Но так как тонкий алеврит не сцементирован здесь глинистыми частицами, эта часть колонки вскоре потеряла форму, а ил, приобретший при подсыхании более светлую окраску, растекся. Хотя четкой границы между крупно- и мелкоалевритовым осадком нет, толщина описываемого горизонта

может быть принята равной 65 см. Как показали результаты гранулометрического анализа (фиг. 7), в диапазоне 2,3–2,95 см разрез сложен глинисто-алевритовым илом с содержанием тонкого алеврита в пределах 52,5–71%.

Верхняя половина колонки образована глинистым зеленовато-серым гомогенитом, идентичным осадку, который был описан на ст. 236. Мощность глинистого гомогенита на ст. 255 превышала 2,3 м. В низах данного интервала глинистый ил постепенно обогащается алевритовой примесью. Отсутствие поверхностей раздела и постепенное утонение материала вверх по колонке позволяют предположить, что в данном случае мы имеем дело с растянутой градационной слоистостью, что дает возможность рассматривать всю последовательность осадочных образований во вскрытом разрезе как турбидитовую.

Если это так, то гомогенит, представленный в верхах колонки однородным глинистым илом, является завершающим тонкодисперсным элементом турбидитного циклита. Можно предположить также, что нижние подразделения этого мощного турбидита (подобные образования называют мегатурбидитами [3]) остались не вскрытыми. Именно они, вероятно, сложены более крупным песчаным или просто грубым гравийно-галечным материалом. Мощность такого мегатурбидита может достигать 10 м и более [2]. Судя по строению верхней части циклита, подобные отложения не являются типичными турбидитами. В них отсутствует или слабо выражено деление на элементы, характерные для так называемой последовательности Боума, что, видимо, связано с особыми условиями, в которых формируются подобные разновидности осадков гравитационного генезиса. Следует напомнить, что как впадина Баннок, так и впадина в Мессинском подводном конусе выноса<sup>1</sup> являются небольшими, изолированными со всех сторон структурами с крутыми бортами и выположенным дном. Очевидно, что мутьевой поток, спустившийся в такую впадину-ловушку, не может вырваться оттуда и весь или почти весь принесенный им осадочный материал осаждается в ней. Этим можно объяснить очень большую толщину градационного слоя во впадине МГУ. В обычных же условиях происходит определенная дифференциация вещества: большая часть грубо- и крупнозернистого материала оседает в непосредственной близости к склону, с которого спустился мутьевой поток, основная же масса более тонких частиц выносится гораздо дальше и рассеивается веером на огромных пространствах.

Таким образом, один и тот же поток откладывает проксимальные, дистальные и промежуточные формы турбидитов, как правило, резко различающиеся по соотношению объемов глинистого, алевритового и более крупного материала. Более того, даже в пределах одной и той же части подводного конуса выноса (верхний, средний и нижний фены) наблюдается дифференциация осадочного материала, мобилизованного мутьевым течением. Самые грубые компоненты обычно накапливаются в подводных руслах и низких насыпных "террасах", тогда как значительная часть песчаного и алевритового материала "забрасывается" на вершины аккумулятивных валов, разделяющих или оконтуривающих крупные долины. Все это перекрывается более тонкими разностями алевритового, алевритоглинистого и глинистого илов, образующих верхние элементы турбидитовых циклитов [1]. Однако шансы на захоронение этих тонких разностей в подводных руслах и на бортах, где часто проходят мутьевые лавины, очень невелики. Тонкий материал перемывается очередным течением и перемещается в нижнюю часть фена. Даже на гребнях валов, возвышающихся над долинами на десятки и сотни метров, зачастую наблюдается глубокий размыв верхних тонкозернистых подразделений циклитов. Таким образом, в подвод-

<sup>1</sup>Предлагается называть ее в честь судна, с которого проводились исследования, и учреждения, которому оно принадлежит, впадиной МГУ.

ных конусах выноса происходит существенная и повторяющаяся дифференциация осадочного материала.

В изолированной впадине мутьевой поток останавливается перед препятствием, которое он не способен преодолеть. Отражаясь от него, он откатывается назад, оставляя по мере снижения скорости тяжелые крупные частицы. Большая же часть осадочного вещества повисает над впадиной плотным облаком, из которого начинается постепенное осаждение материала: сначала частиц тонкопесчаной, затем крупно- и мелкоалевритовой и, наконец, пелитовой размерностей. На больших глубинах в условиях контрастного рельефа влияние придонных течений очень невелико. Облако взвеси, повисшее над дном на высоте нескольких сотен метров, способно просуществовать очень долгое время. Если относительно крупные песчаные и алевритовые зерна оказываются на дне довольно быстро, уже через несколько часов и дней после схода подводной лавины, то частицы тонкоалевритовой размерности оседают в течение нескольких недель и даже месяцев. Частицы же, имеющие размеры, близкие к пелиту, остаются во взвешенном состоянии гораздо дольше. Пеллетный механизм из-за отсутствия организмов-фильтратов в описываемых обстановках не работает. Осаждение происходит, видимо, по закону Стокса, "частица за частицей", по мере их слипания и образования относительно крупных агрегатов.

Особенно велико время пребывания во взвеси тончайших глинистых частиц, отталкивающих друг от друга благодаря общему отрицательному заряду кристаллической решетки. Оно, вероятно, исчисляется десятками, а в некоторых случаях и сотнями лет. Именно из этих частиц формируется однородный в структурном и минералогическом отношении, удивительно отсортированный глинистый ил, получивший название *гомогенита*. Повисая довольно плотным облаком над дном, из которого непрерывным "дождем" выпадают агрегаты частиц, глинистая взвесь как бы растворяет в себе любой инородный материал, поступающий из верхних слоев воды (остатки планктонных организмов, пелловые частицы и др.). Поэтому в осадках изолированных впадин, куда скатывается подводная лавина, в значительных по толщине интервалах разреза не проявляются сезонные изменения в биопродуктивности поверхностных вод, флуктуации климата и колебания в объеме выносимого реками в море терригенного материала, т.е. все то, что находит отражение в изменениях структурных и текстурных характеристик осадков.

Гомогениты из впадины Баннок, как отмечалось выше, также прослоены типичными турбидитами. Здесь спектр осадочных частиц, увлеченных с вершины Средиземноморского вала, не был таким непрерывным в гранулометрическом отношении, как во впадине МГУ. Поэтому и строение разреза несколько иное: сокращенные в мощности нижние кластические элементы турбидитового цикла венчаются относительно мощным гомогенитом, в подошве которого тоже проявляется определенная дифференциация частиц по крупности. Отложившие их мутьевые потоки были маломощными и приносили во впадину Баннок не очень значительное количество осадочного материала. В основном это были продукты эрозии более древних, плейстоценовых и плиоценовых осадков, размывавшихся подводным потоком на пути к впадине. Этот мутьевой поток, хотя и обладал повышенной плотностью, вряд ли мог проникнуть ниже границы, разделяющей обычную морскую воду с рассолом. Скорее всего большая его часть распространялась вдоль этой границы раздела, создавая завихрения или своего рода "карманы" ниже этой границы. Лишь крупные и тяжелые частицы опускались сразу на дно. Более тонкие скапливались в "карманах" близ плотностной границы, опускаясь в виде агрегатов слипшихся частиц. Отсюда зональное распространение гомогенитов и их замещение в отдельных интервалах "папиросными" или, как их еще называют, желатиноподобными илами карбонатно-кремнистого состава. Тем не менее и здесь, как и во впадине МГУ, гомогениты сос-

тавляют верхний слой (элемент) турбидитового циклита, т.е. их генезис связан со сходом во впадину-ловушку суспензионного потока средней или малой плотности.

Турбидиты, в составе которых находится гомогенитовый прослой, были обнаружены нами практически во всех глубоководных впадинах Ионического моря, характеризующихся значительным перепадом глубин между бортами и днищем. В качестве примера опишем подобный турбидит из одной колонки, взятой в самой глубокой части впадины Кретеус (глубина 3220 м), расположенной на северном склоне Средиземноморского вала, южнее восточной оконечности о-ва Крит. Этот циклит выделяется в голоценовой части разреза в интервале 19–80 см. В его основании залегает прослой (78–80 см) желтовато-серого крупно- и среднезернистого карбонатного песка, сложенного раковинками фораминифер. Выше находится горизонт тончайшего переслаивания алевритового и алевритоглинистого ила серовато-бурого цвета. Его толщина около 5 см. Самым развитым элементом циклита является тот, который представлен гомогенитом (инт. 19–73 см). Это влагонасыщенный маслоподобный карбонатно-глинистый ил бежевого цвета, визуальнo характеризующийся совершенно однородной текстурой. В подошве слоя гомогенит становится более уплотненным из-за постепенного обогащения тонкоалевритовой примесью. Как и в других случаях, гомогенит из впадины Кретеус сложен тонкоотмученным материалом, лишенным инородных примесей, вероятно, высадившимся из облака мути, долгое время висевшего над ложем впадины после схода в нее мутьевого потока. Последний, видимо, был инициирован соскальзыванием вниз по склонам скоплений фораминиферового песчаного материала, образовавшего так называемый зерновой поток (sand flow). Описанный выше турбидитовый циклит перекрывается темным алевритовым осадком, обогащенным частицами вулканического пепла. Таким образом, при общей мощности турбидита, равной 61 см, на долю гомогенита приходится 52 см, или более 80% мощности.

\* \* \*

На основании изложенного можно сделать вывод о том, что гомогениты образованы частицами из наиболее тонкой и долгоживущей части мутьевого облака, которое в обычных условиях распространяется, постепенно рассеиваясь, в сторону абиссали, а во впадине-ловушке повисает над дном, сохраняя индивидуальность в течение многих десятков, а может быть, и сотен лет. Непрерывное, хотя и медленное выпадение из подобного облака тонкой, в основном глинистой взвеси "смазывает" влияние других факторов на облик формирующегося осадка. Это предполагает участие относительно больших объемов принесенного потоком тонкоотмученного материала, способного на протяжении длительного времени поддерживать сравнительно высокие скорости седиментации на дне бассейна. Зная размеры последнего и мощность турбидитового циклита (включая верхний, гомогенитовый элемент), можно рассчитать объем осадочного материала, принесенного единичным мутьевым потоком, а по соотношению различных составляющих в разрезе приблизительно определить участие в этом потоке частиц того или иного гранулометрического класса.

В отношении впадины МГУ такие расчеты сделать проще, учитывая равномерность распределения на ее дне мегатурбидита. Правда, неизвестно, какова здесь полная мощность базальных слоев, сложенных крупнозернистым материалом. Думается, однако, что она невелика и не превышает 20–25% толщины всего вскрытого циклита. Если принять это допущение, то общая мощность неуплотненного мегатурбидита в данной депрессии достигает примерно 4 м. После

уплотнения и удаления большей части седиментационной влаги она сократится до 2,8–3 м. Учитывая, что площадь впадины в пределах изобаты 3000 м составляет около 500 км<sup>2</sup>, получаем объем осадка, которым сформирован мегатурбидит, равный 1,5–1,7 км<sup>3</sup>. Таким образом, подводная лавина, скатившаяся относительно недавно во впадину МГУ, принесла (3,7–4)·10<sup>9</sup> т осадочного материала, из которого, вероятно, 65–70% приходится на частицы пелитовой размерности, а 20–25% – алевритовой.

Образование мегатурбидита во впадине МГУ могло быть связано с мессинским землетрясением 1908 г., которое не только стало причиной ужасных разрушений в г. Мессине, но и вызвало сход мощных подводных лавин в разных частях Мессинского подводного конуса выноса [8]. Детальное исследование гомогенитов и включающих их турбидитов в разрезах изолированных глубоководных впадин-ловушек дает возможность уточнить состав и объемы мутьевых потоков, действующих в различных структурно-геоморфологических условиях, в том числе на континентальных окраинах с различным тектоническим режимом и в районах крупных подводных поднятий, осложняющих абиссальные котловины внутренних морей и океанов.

#### Список литературы

1. Колюхов А.И., Буралин Ю.К., Чочия Г.Л. Глубинное строение и осадки Мессинского подводного конуса выноса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 6. С. 41–52.
2. Behrens E. Unifite muds in intraslope basins, NW-Gulf of Mexico // Geo-Marine Lett. 1985. V. 4. P. 227–233.
3. Bouma A. Megaturbidite: an acceptable term? // Geo-Marine Lett. 1987. N 7. P. 63–67.
4. Camerlenghi A., Cita M.B. Setting and tectonic evolution of some Eastern Mediterranean deep-sea basins // Marine Geol. 1987. V. 75. N 1–4. P. 31–56.
5. Corselli C., Aghib F. Brine formation and gypsum precipitation in the Bannock basin, Eastern Mediterranean // Marine Geol. 1987. V. 75. N 1–4. P. 185–199.
6. Erba E., Parisi E. Lamine gelatinose ritrovate in un bacino anossico del Mediterraneo Orientale // Rendiconti. 1986. V. LXXX. P. 291–305.
7. Kastens K.A., Cita M.B. Thunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean sea // Bull. Geol. Soc. America. 1981. V. 92. P. 845–857.
8. Ryan W.B., Heezen B.C. Ionian sea submarine canyons and the 1908 Messine turbidity current // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. V. 76. P. 915–932.
9. Stanley D.J. Unifites: structureless muds of gravity-flow origin in Mediterranean basins // Geo-Marine Lett. 1982. V. 1. P. 77–83.

Московский государственный университет

Поступила в редакцию 3. X. 1991

УДК 551.352.48(285.2)

© 1992 Вотинцев К.К.

**КРЕМНИЙ В БАЙКАЛЕ (СОДЕРЖАНИЕ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, БАЛАНС И БИОХЕМОЛИМНИЧЕСКИЕ МИГРАЦИИ)**

Рассматриваются содержание, вертикальное и пространственное распределение кремния в толще вод Байкала. Установлено, что содержание его в водах озера ниже, чем в питающих его водах притоков. Показано, что количества осаждающегося кремнезема разные в отдельные годы, и это обусловлено различиями диатомей, их урожаями.

Одним из важнейших биогенных элементов в оз. Байкал, связанных с круговоротом живого вещества, является кремний. От его содержания в озере зависит развитие диатомовых водорослей и жизнедеятельность кремниевых байкальских губок, процессы осадкообразования и осадконакопления. Однако из-за неясности роли кремния в круговороте вещества в Байкале не уделялось достаточного внимания.

Большинство гидробиологов считает, что имеющиеся в водных массах запасы кремния обеспечивают нормальное развитие диатомовых водорослей. К.А. Гусева [16] утверждает, что при понижении содержания кремния до 0,3–0,5 мг/л развитие их замедляется. Наиболее благоприятными для развития этих водорослей являются концентрации кремния не менее 0,4 мг/л. Так как в пресных водах озер содержание кремния обычно не бывает столь малым, развитие диатомовых водорослей не испытывает каких-либо ограничений. Не отрицая непосредственного влияния кремния на развитие диатомей, К.А. Гусева считает значительно более важным косвенное его влияние, так как кремний удерживает в водных массах озер коллоидальные формы железа – одного из необходимых органогенных элементов для нормального развития диатомей.

Мнение о том, что кремний постоянно присутствует в озерных водах в избыточных по сравнению с необходимыми для нормального развития фитопланктона количествах, высказывает и С.Г. Лепнева [21]. Большая роль кремния убедительно показана в работах [30, 31].

Изложение обстоятельства побудили нас обратить внимание на вопросы круговорота кремния в водах оз. Байкал.

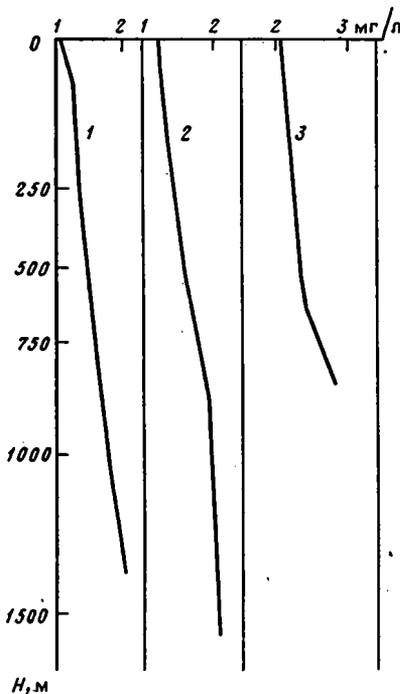
Содержание кремния в водах Байкала невелико: в верхних слоях воды составляет 0,8–1,3 мг/л, а в среднем (трофогенном) слое (0–25 м) – 1,07 мг/л (считая на элементарный кремний). С глубиной количество кремния возрастает медленно, на максимальных (1500–1600 м) глубинах озера достигает всего 1,7–2,5 мг/л (фиг. 1). В грунтовых растворах, пропитывающих верхний слой донных отложений, содержание кремния несколько выше; глубже содержание кремния резко повышается, часто в 5–9 раз (табл. 1). Сезонные изменения содержания кремния в грунтовых растворах озера отмечаются до глубины 800 м (табл. 2).

В трофическом слое сезонные изменения кремния характеризуются годовым максимумом в декабре – первой половине февраля. Уже во второй половине февраля или в первой половине марта, с началом весенней вегетации фитопланктона, главным образом диатомовых водорослей (виды родов мелозира,

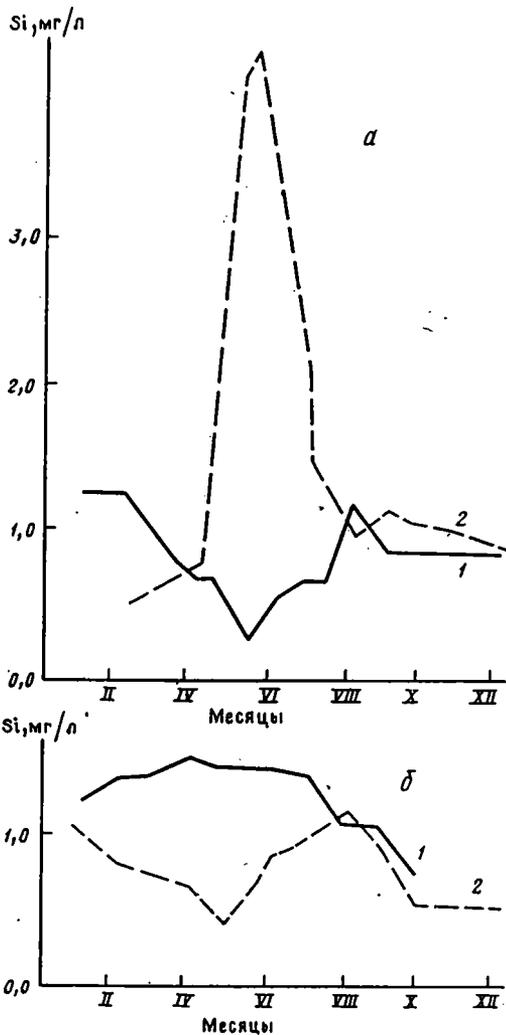
Фиг. 1. Вертикальное распределение кремния в водах Южного (1), Среднего (2) и Северного (3) Байкала

Фиг. 2. Сезонные изменения содержания кремния в водах Байкала (1) и в диатомей-мелозире (2)

Южный Байкал, район пос. Большие Коты (а - 1950 г., высокий урожай мелозире весной; б - 1954 г. максимум биомассы мелозире в августе)



Фиг. 1



Фиг. 2

циклотелла, синедра), содержание кремния довольно быстро понижается, и в апреле, реже в мае, достигает своего весеннего минимума, обычно являющегося годовым. В последующие месяцы содержание его возрастает, летний максимум приурочен к июлю - августу, после чего с началом развития летних форм диатомовых вновь происходит снижение. С сентября-октября и до ледостава содержание кремния снова возрастает (фиг. 2).

Исследования всей акватории Байкала методом синхронных лимнологических съемок [2] показывают, что сезонные изменения кремния охватывают все озеро, подчиняясь общим причинам - сезонной ритмике развития диатомового планктона (табл. 3). В разные годы, в зависимости от количественного развития диатомей, весенние и осенние минимумы происходят на разных уровнях. Необходимо отметить, что максимумы и минимумы содержания кремния по акватории Байкала смещены во времени с юга на север, что объясняется широтными различиями наступления фенофаз развития водорослей.

Несколько различается и среднее содержание кремния в отдельных котлови-

Таблица 1

**Среднее содержание кремния в грунтовых растворах оз. Байкал (по наблюдениям 1948—1950 гг.) [9]**

Характер грунта	Глубина, м	Горизонт, см	Содержание кремния, мг/л	Число анализов
Прибрежные пески	2—6	0—10	3,56	16
Иловатые пески	270—320	0—10	4,02	5
Глубоководные илы	400—500	0—10	13,15	12
	400—500	10—20	14,80	12
	1380	0—10	14,13	2
	1280	10—20	14,82	2

Таблица 2

**Содержание кремния в грунтовых растворах в поверхностном слое диатомовых илов Южного Байкала (глубина озера 800 м) [9]**

Дата	Содержание кремния, мг/л	
	придонная вода (не более 1 м на грунт)	грунтовый раствор
25/VIII 1948	2,05	12,67
29/III 1949	1,49	12,88
20/V 1949	1,49	12,00
19/VII 1949	1,78	12,88
4/X 1949	1,48	12,33
12/I 1950	3,68	15,73
20/II 1950	3,36	15,22
20/III 1950	3,44	15,46
15/IV 1950	3,47	15,65
18/VI 1950	3,68	15,71
25/VII 1950	3,68	15,73
21/X 1950	3,64	15,36
Среднее за 1950	3,52	15,14

нах Байкала. Если в Южном Байкале содержание его составляет 1,10, в Среднем — 0,95 мг/л, то в Северном повышается до 1,22 мг/л. Таким образом, наиболее обогащен кремнием Северный Байкал, наименее — Средний. Это объясняется тем, что в северную котловину озера впадают крупные реки (Верхняя Ангара и Кичера), а с юга поступают еще воды р. Баргузин. Кроме того, в Северный Байкал впадает несколько средних по водности рек (Томпуда, Тыя, Большая северная и др.). Общий водный сток притоков в Северный Байкал составляет около 20% суммарного годового речного стока в озеро [3]. Если учесть, что Северный Байкал менее глубоководен и что воды из Северного Байкала перемещаются на юг, т.е. общая результирующая движения водных масс в этом районе направлена на юг, то понятна повышенная роль речного стока в формировании химического состава вод этой части озера.

Южная котловина хотя и находится под влиянием самого крупного притока — р. Селенги, однако речные воды распределяются как на юг, так и на север. Часть воды, направляющаяся на юг, достигает истока р. Ангары и покидает озеро, вынося часть растворенных веществ, в том числе и кремний. Кроме того,

Средние величины содержания кремния в водах Байкала в 1964–1969 гг., мг/л [13]

Район озера	Год	Месяц							
		V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Южный	1964	0,99	1,15	1,00	1,26	0,96	1,12	1,12	1,22
	1965	0,75	0,78	1,09	1,12	0,90	1,50	—	—
	1966	1,02	1,02	1,10	1,08	1,12	—	—	—
	1967	1,31	1,31	—	—	—	—	—	—
	1968	1,12	1,12	1,09	1,14	0,89	0,82	—	—
	1969	1,04	1,06	1,06	1,21	0,97	1,36	1,12	1,22
Средний	1964	0,73	0,93	0,93	0,93	0,69	1,04	—	1,06
	1965	0,80	0,80	1,15	1,15	0,83	1,48	—	—
	1966	1,03	1,03	—	—	1,12	1,12	1,12	—
	1967	1,03	1,03	1,03	0,98	—	—	—	—
	1968	1,14	1,14	—	—	1,03	1,03	—	—
	1969	0,95	1,01	1,04	1,04	0,92	1,19	—	1,46
Северный	1964	—	0,93	0,95	1,26	0,79	1,16	1,32	1,90
	1965	0,77	—	1,12	1,12	0,84	1,35	1,37	—
	1966	0,90	0,90	—	—	1,49	1,50	1,50	—
	1967	1,18	1,18	1,18	—	—	—	—	—
	1968	1,36	1,36	—	—	0,93	0,89	—	—
	1969	1,05	1,09	1,04	1,19	1,01	1,20	1,32	1,90

Примечание. Средние значения за период V–XII составляют, мг/л: для Южного района озера 1,12, Среднего – 0,95, Северного – 1,23.

Содержание кремния в водах рек — притоков оз. Байкал  
и его общий годовой сток [12]

Реки	Содержание кремния, мг/л	Годовой сток в Байкал, тыс. т/год
Селенга	6,90—4,50	156,5
Баргузин	6,45—3,35	17,5
Верхняя Ангара	3,50—1,70	26,5
Крестовка (южная)	8,60—6,60	—
Голоустная	5,50—4,35	1,40
Харгино	5,20—3,85	—
Большая Бугульдейка	5,60—4,40	0,58
Малая Бугульдейка	8,46—4,82	—
Сарма	5,25—3,92	0,17
Солнце-падь	3,80—2,69	—
Куркула	4,85—2,40	—
Рель	5,27—2,18	1,00
Тыя	3,91—2,26	3,55
Томпуда	4,60—2,95	2,90
Шинанда	5,50—2,96	—
Большая (северная)	7,40—3,80	—
Кудалда	3,30—1,85	—
Турка	6,95—5,50	8,45
Мантуриха	7,40—4,60	1,55
Мысовая	8,28—6,28	0,64
Снежная	4,65—3,53	5,45
Хара-Мурин	5,54—3,42	3,15
Утулик	5,90—3,93	2,15
Слюдянка (южная)	7,35—5,05	—
Половинная	7,55—5,90	0,50

благодаря глубоководности Южной котловины попадающие в нее селенгинские воды оказывают на нее меньшее влияние.

Средний Байкал — самый глубоководный район озера — характеризующийся суммарным стоком, направленным на юг, находится под меньшим влиянием речных вод. Все это создает своеобразие процесса формирования химического состава его воды, в частности распределения кремния между средней и южной котловинами озера.

Одной из черт гидрохимии Байкала является низкое содержание кремния в водах озера при высоком содержании в водах притоков (табл. 4). При этом воды притоков относятся к иным гидрохимическим фациям по сравнению с озерными водами, а именно притоки к гидрокарбонатно-кремнеземно-кальциевой или к гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземной (по классификации Г.А. Максимовича [22]), а воды озера — к гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной. Изменение фациальной принадлежности вод озера по отношению к водам притоков происходит в результате внутриозерного метаморфоза речных вод — резкого понижения содержания кремния при биотической миграции его в озере.

Процесс формирования баланса кремния в Байкале в целом прост. В течение года с водами притоков в Байкал с бассейна поступает 627 тыс. т. двуоксида кремния, дополнительно атмосферные осадки, выпадающие на зеркало озера, приносят около 4 тыс. т/год. Итого, в течение года в Байкал поступает 631 тыс. т. двуоксида кремния, из Байкала с водами р. Ангары выносится 136 тыс. т. двуоксида кремния в год, а ежегодно остается его 495 тыс. т.

Как показали исследования, содержание кремния в водах озера в период с

Химический состав байкальских губок, % на сухое вещество  
[8]

Компоненты	<i>Lubomirskia baicalensis</i>	<i>Lubomirskia obictina</i>	<i>Baicalospongia bacilifera</i>	<i>Baicalospongia intermedia</i>	<i>Swartchewskia papi- racia</i>
Зольность	29,89	62,57	68,98	68,64	62,62
Si	13,56	29,10	31,81	26,65	29,00
Fe	0,710	6,035	0,053	0,048	0,018
Al	0,109	0,057	0,021	0,118	0,019
Cr	0,081	—	0,019	—	—
Ca	0,034	0,054	0,025	0,024	0,053
Mg	0,034	0,031	0,021	0,058	0,016
Cu	0,019	—	0,014	—	—
Ni	0,001	—	0,0009	—	—
Pb	0,008	—	0,006	—	—
Zn	0,0028	—	0,0030	—	—
Mn	0,002	—	0,004	—	—
M	5,17	4,34	4,12	3,93	3,74
P	0,007	—	0,009	—	—
I	0,004	—	0,005	—	—

1948 по 1989 гг. не изменилось, весь избыток его, оставшийся в Байкале в процессе биотического круговорота, перешел в двуоксид и захоронился в донных отложениях.

Г.Ю. Верещагин [4] различал два пути, ведущих к седиментации кремнезема: во-первых, образование коллоидальной кремнекислоты, ее коагуляция и осаждение; во-вторых, потребление кремния диатомовыми водорослями, с последующим опусканием их створок в донные отложения.

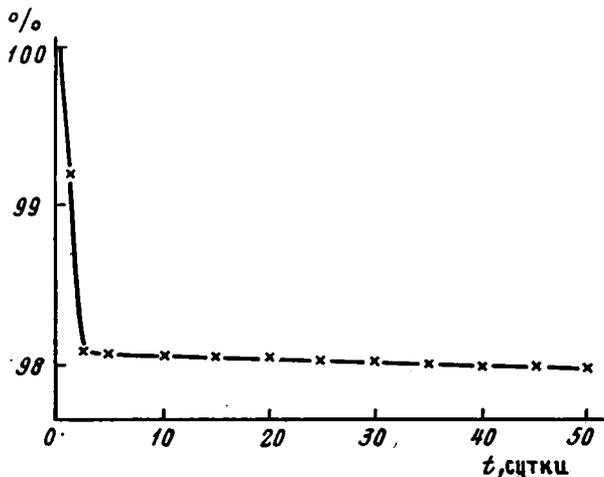
Первый из указанных процессов вряд ли имеет место. М.А. Кулаков [20] при определении общего содержания коллоидов в водах Байкала не рассматривал их качественный состав. К этому следует добавить, что применяемая им методика не отличалась большой точностью. Нами также не обнаружен коллоидальный кремний, несмотря на специальные его поиски. К тому же совершенно неясны процессы образования коллоидальной формы кремния в водах Байкала.

Авторы считают также, что существует два пути извлечения кремния из вод озера: потребление его как кремневыми губками, строящими из кремнезема свои спикулы с последующим погружением их на дно после отмирания губок, так и диатомовыми водорослями и погружение их створок на дно озера.

Оценить количественную роль губок в процессе образования донных отложений Байкала невозможно из-за плохой изученности жизни губок. Поэтому ограничимся лишь некоторыми соображениями по этому вопросу.

В Байкале обитают губки семейства *Lubomirskiidae*, строящие свои скелеты из двуоксида кремния, извлекаемого из вод озера [5]. Исследования Г.Г. Мартинсона [23, 24 и др.] показали наличие в донных осадках Байкала довольно многочисленных спикул губок. Они также найдены этим автором в неогеновых отложениях на берегах Байкала и в Тункинской котловине [25, 26], что, по мнению Г.Г. Мартинсона, свидетельствует о длительном геологическом времени, в течение которого организмы эти участвуют в илообразовательных процессах.

Проведенные нами химические анализы байкальских губок (табл. 5) показали, что губки содержат от 13,56 до 31,81% кремнезема (особенно много его в *Lubomirskia baicalensis*).



Фиг. 3. Растворение отмерших клеток мелозир в течение 50 сут (в процентах от общей биомассы мелозир в опытном сосуде) [7]

По данным М.М. Кожова [19], на каменистых участках дна литорали Байкала (на глубинах 2–8 м) биомасса этого вида достигает 1 кг/га поверхности дна. Если учесть, что он содержит до 90% воды и в среднем 20% кремнезема, то в спиккулах губок содержится до 200 кг/га кремнезема. Отсюда при содержании в водах литорали 1,1 мг/л кремния, или 2,2 г/м<sup>3</sup> кремнезема, и объеме водной массы, занимаемой губками, равной площади 1 га, или 60 тыс. м<sup>3</sup>, общее количество кремния составит 1320 кг, или до 66% всего содержащегося в водах литорали кремния.

Основная часть кремния, поступающего в Байкал с водами притоков за год (495 тыс. т), потребляется диатомовыми водорослями и после их отмирания увлекается на дно в виде их створок.

В Байкале холодолюбивые диатомовые водоросли активно начинают развиваться в подледный период. Доминирующей формой является *Melosira baicalensis* — основной вид весеннего диатомового планктона озера. В феврале начинается ее развитие, в мае достигает максимума численности и биомассы, а в июне (реже в июле) вегетация ее заканчивается.

Некоторые исследователи связывают опускание нитей мелозир ко дну с началом массового ее отмирания. Видимо, это не совсем так. Не все опускающиеся нити мелозир оказываются погибшими. Просмотр клеток мелозир, отобранных с глубины 500 м и глубже, показал, что большая часть их имеет хорошую сохранность. Так, в конце июля 1963 г. до 80% клеток водоросли находилось в жизнеспособном состоянии с хорошо сохранившимися хроматофорами и при помещении их в фотическую зону (около 1 м от поверхности озера) они начинали активно фотосинтезировать, лишь немного уступая в активности фотосинтеза клеткам, отобранным в фотической зоне [14].

Следовательно, на дно Байкала опускается значительная часть клеток мелозир в живом состоянии. К сожалению, дальнейшая судьба их не изучена, хотя вопрос этот весьма важен для суждения хотя бы о продуктивности Байкала. Имеются устные указания о том, что нити мелозир поднимаются к поверхности озера, но когда и все ли опустившиеся нити или только какая-то их часть — неизвестно.

Отмершие клетки мелозир, как показали экспериментальные исследования, проведенные в лабораторных условиях в течение 50 сут (фиг. 3), показали,

Содержание кремния в водах Байкала,  
биомасса диатомовых водорослей и количество кремнезема в них,  
избыток или недостаток его от равновесного состояния баланса в озере [1, 6, 9, 18, 27, 29]

Год	Кремний, мг/м <sup>3</sup>	Биомасса диатомей, г/м <sup>2</sup>	Кремнезем, г/м <sup>2</sup>	Избыток (+), недостаток (-), г/м <sup>2</sup>
1946	1086	458,8	35,9	+20,2
1948	1026	—	—	—
1950	890	195,2	29,3	+13,6
1952	1421	—	—	—
1953	965	297,2	44,5	+28,8
1954	1040	48,2	7,2	- 8,5
1955	1044	12,2	1,2	-14,4
1956	1160	—	—	—
1957	1213	72,7	11,1	- 4,6
1960	1290	26,2	2,9	-12,8
1961	1010	118,9	17,6	+ 2,1
1962	1201	13,5	2,6	-13,1
1964	1065	223,7	24,6	+ 8,9
1965	1067	31,9	4,8	-10,9
1967	1310	18,6	2,8	-12,9
1968	990	208,2	31,2	-15,5
1974	—	59,5	8,9	- 6,8
1976	—	39,4	4,9	-10,8
1979	—	59,1	8,9	- 6,9
1982	—	34,8	5,2	-10,5
1984	—	41,3	6,2	- 9,5

Примечание. Биомасса за 1968—1984 гг. дана в слое 0—25 м [28].

что растворение кремнезема клеток водоросли происходит в заметных количествах только в течение первых 5 сут после их отмирания [7]. В последующее время выщелачивание кремния из отмерших клеток практически прекращается. К тому же выводу привели и экспериментальные работы с морскими видами планктонных диатомей [32].

Исходя из общего количества кремния, поступающего в течение года в Байкал с водами притоков, в донные отложения переходит в среднем 15,7 г/м<sup>2</sup> кремнезема. В отдельные годы в зависимости от количественного развития мелиоры величины седиментации кремнезема заметно меняются (табл. б): в годы низких урожаев диатомей понижаются, в высокоурожайные годы — заметно возрастают. В целом же, судя по неизменности содержания кремния в водах озера, баланс его в Байкале сохраняется близким к равновесному.

Отличительной чертой Байкала является высокий коэффициент площади его бассейна к площади поверхности озера, приближающийся к 17, что обусловлено строением бассейна, сложенного кристаллическими и метаморфическими породами, а также холодным гумидным климатом. Выщелачивание горных пород идет крайне медленно и интенсивность отложения обломочного материала в донные осадки составляет всего около 4—5 мг/м<sup>2</sup> в год [18]. Донные отложения формируются главным образом в результате растворения кремнезема (и, отчасти, карбонатов), концентрация которых в водах озера мала. Переход кремнезема в осадки происходит в основном вследствие биологических процессов уже в самом водоеме в процессе жизнедеятельности диатомей. Поэтому донные

осадки Байкала относятся к пелитовой фракции, важным компонентом которой является аутигенный кремнезем. Содержание диатомита в осадках открытого Байкала в верхнем слое осадков составляет в среднем около 20% [18].

Пелитовая фракция представлена главным образом опаловым веществом диатомовых водорослей. Такие осадки занимают всю центральную область озера. Остальные типы грунтов приурочены к периферическим участкам, тяготеющим к прибрежной полосе до глубин около 100 м.

Низкие темпы осадкообразования не позволяют пока судить о различиях накопления кремнезема в зависимости от количественного развития диатомей в разные по их урожайности годы. Поэтому ограничимся лишь общими показателями количеств створок диатомей, формирующих донные отложения (см. табл. 6).

Еще в 1961 г. отмечалось [6], что при различных урожаях диатомей (мелозиры) седиментации подвергается различное количество кремнезема. Так, в высокоурожайный 1946 г. оно составляло  $458,8 \text{ г/м}^2$  поверхности дна озера, а в 1950 г.  $195,2$ , т.е. в 2 раза с лишним меньше.

Дальнейшие исследования позволили уточнить этот вывод. Покажем это на следующем примере. При ежегодном потреблении кремния, равном в среднем  $15,7 \text{ г/м}^2$ , его содержание в фотическом слое озера, т.е. в верхней 50-метровой зоне глубин, должно понизиться на  $0,314 \text{ мг/л}$ . Однако воды Байкала активно перемешиваются на всю глубину озера [11], т.е. до глубины 1620 м. Отсюда при средней глубине Байкала 730 м содержание кремния повысится всего на  $0,021 \text{ мг/л}$ , что вряд ли можно заметить при обычной методике его определения. При седиментации в высокоурожайный год (например, в 1953 г.) седиментация кремния составляла  $44,5 \text{ г/м}^2$  или сверх равновесного состояния было поглощено всего диатомеями на  $28,8 \text{ г/м}^2$  больше. Отсюда содержание кремния в водах озера должно понизиться всего на  $0,062 \text{ мг/л}$ , что также трудно заметить.

Так как высокие урожаи диатомовых водорослей наблюдаются не ежегодно, то кремний не может являться лимитирующим их развитие фактором, особенно если учесть, что его содержание будет возрастать и в неурожайные годы, хотя бы за счет вносимого водами притоков Байкала.

Необходимо остановиться на данных, приведенных в табл. 6. Г.И. Поповская [29] утверждает, что в подледный период диатомей занимают только верхний 10–25-метровый слой воды, за пределами которого численность их мала и не оказывает влияния при оценке общей биомассы водорослей. В действительности это не совсем так, по крайней мере в некоторые годы. Действительно, в начале вегетации, в феврале–марте, диатомей обитают почти исключительно в самом поверхностном слое воды озера, но в последующий период они опускаются в нижележащие слои воды. Поэтому оценка общей биомассы диатомей по наблюдениям только в слое 0–25 м дает значительное преуменьшение результатов. Поясним это на следующем примере [15].

В 1950 г. характеризовавшемся высокими биомассами мелозиры, ее вегетация началась очень рано. 12 января 1950 г. нити этой водоросли в заметном числе были отмечены в поверхностном слое озера. К 13 февраля общее число нитей этой водоросли заметно возросло, и биомасса ее в слое воды 0–25 м составила уже около  $0,04 \text{ г/м}^3$ . Через месяц (14 марта) количество мелозиры в том же слое воды увеличилось до  $0,20 \text{ г/м}^3$ . Дальнейший рост биомассы происходил весьма интенсивно: уже к 14 апреля биомасса ее в слое 0–25 м достигла  $1,28$ , а к 2 мая –  $3,0 \text{ г/м}^3$ .

В период с января по апрель мелозира была сосредоточена исключительно в верхнем 10-метровом слое воды озера. Только к 16 апреля она заняла слой до 50 м, причем в слое воды 25–50 м ее биомасса к 18 апреля достигла всего  $0,12 \text{ г/м}^3$ . Дальнейший рост биомассы мелозиры происходит весьма интенсивно, достаточно указать, что к 2 мая ее биомасса распределилась более или менее

равномерно во всем верхнем 50-метровом слое: в слое 0–25 м она составляла  $3,01 \text{ г/м}^3$ , в слое 25–30 м –  $3,18 \text{ г/м}^3$ .

К 14 июня общая биомасса мелозеры в слое воды 0–250 м достигла максимума –  $240 \text{ г/м}^2$ . При этом в верхнем 50-метровом слое воды ее общая биомасса составляла к 14 июня  $123,5 \text{ г/м}^2$ , следовательно, на глубинах 50–250 м она была равна  $116,5 \text{ г/м}^2$ .

Этот пример ясно показывает, что ограничиваться только верхним 25-метровым слоем воды озера для оценки общей биомассы водорослей (мелозеры) нельзя. Нельзя утверждать, что на глубинах свыше 50 м всегда сосредоточена биомасса водорослей, равная половине их общего количества.

Резюмируя сказанное, приходим к некоторым заключениям общего порядка, выходящим за пределы рассматриваемой проблемы динамики кремния.

Действительно, если водоросли постоянно находятся частично в глубже расположенных слоях воды, то исследования в ограниченном слое будут отражать не всю биомассу водорослей, а только часть ее. Это преуменьшение во времени не постоянно, зависит от фазы вегетации водорослей и целого ряда иных факторов. Следовательно, данные, основанные на наблюдениях в 25-метровом слое воды [29], не дают истинной картины динамики фитопланктона в Байкале, заведомо занижают величины продукции водорослей и тем самым неверно представляют одну из важнейших характеристик водоема – продуктивность.

#### Список литературы

1. Антипова Н.Л. Сезонные и годовые изменения фитопланктона в озере Байкал // Тр. Лимнол. ин-та СО АН СССР. 1963. Т. 2(22). Ч. 2. С. 12–28.
2. Афанасьева Э.Л., Верболов В.И., Вотинцев К.К. и др. Комплексные синхронные исследования вод Байкала // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1964. № 2. С. 120–125.
3. Богданов В.Т. Формирование гидрохимического режима Северного Байкала. Новосибирск: Наука, 1978. 135 с.
4. Верещагин Г.Ю. Байкал. Научно-популярный очерк. Иркутск: ОГИЗ, 1947. 169 с.
5. Вотинцев К.К. О роли губок в динамике кремниевой кислоты в воде оз. Байкал // Докл. АН СССР. 1948. Т. 62. № 5. С. 661–663.
6. Вотинцев К.К. Энергия фотосинтеза и сезонные изменения биомассы *Melosira baicalensis* Wisl. // Докл. АН СССР. 1952. Т. 84. № 2. С. 607–610.
7. Вотинцев К.К. О скорости регенерации биогенных элементов при разложении отмершей *Melosira baicalensis* Wisl // Докл. АН СССР. 1953. Т. 92. № 3. С. 667–670.
8. Вотинцев К.К. Пути миграции кремния в озере Байкал // Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва, 1956. Т. VI. С. 70–79.
9. Вотинцев К.К. Гидрохимия озера Байкал. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 312 с.
10. Вотинцев К.К. Гидрохимические условия в глубинной области оз. Байкал // Тр. Лимнол. ин-та СО АН СССР. 1965. Т. 6. С. 71–144.
11. Вотинцев К.К. Кислородный режим как показатель вертикального водообмена в озере Байкал // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 4. С. 964–968.
12. Вотинцев К.К., Глазунов И.В., Толмачева А.Н. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 498 с.
13. Вотинцев К.К., Мещерякова А.И., Поповская Г.М. Круговорот органического вещества в озере Байкал. Новосибирск: Изд-во Наука, 1975. 190 с.
14. Вотинцев К.К., Поповская Г.И. О состоянии *Melosira baicalensis* (K. Meyer) Wisl., опускающейся на глубины Байкала // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155. № 3. С. 673–676.
15. Вотинцев К.К., Поповская Г.И. Продукция мелозеры в озере Байкал // Докл. АН СССР. 1965. Т. 163. № 6. С. 1491–1494.
16. Гусева А.К. Причины периодичности в развитии фитопланктона Учтинского водохранилища // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1947. Т. 51. Вып. 6. С. 49–62.
17. Князева Л.М. Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 180–236.
18. Князева Л.М. Современные осадки южной части озера Байкал // Тр. Байкальский лимнол. станции АН СССР. 1956. Т. XV. С. 159–198.
19. Кожов М.М. Очерки по байкаловедению. Иркутск: Вост-Сиб. кн. изд-во, 1972. 256 с.

20. Кулаков М.А. Коллоидные вещества в природных водах // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геол. 1938. № 1.
21. Лепнева С.Г. Жизнь в озерах // Жизнь пресных вод СССР. Т. 3. 1950. С. 257–552.
22. Максимович Г.А. Основы учения о гидрохимических фациях // Памяти акад. С.А. Зернова. М.: Изд-во АН СССР, 1948. С. 9–27.
23. Мартинсон Г.Г. Распределение спикул в скважине глубокого бурения у с. Посольское на Байкале // Докл. АН СССР. 1936. Т. 4. № 6.
24. Мартинсон Г.Г. Материалы и исследования ископаемой микро- и спонгиофауны Прибайкалья // Тр. Байкальской лимнол. станции АН СССР. 1940. Т. 10. С. 426–453.
25. Мартинсон Г.Г. Ископаемая спонгиофауна третичных отложений Прибайкалья // Докл. АН СССР. 1938. Т. 21. № 4. С. 212–214.
26. Мартинсон Г.Г. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Докл. АН СССР. Т. 61. № 5. С. 897–900.
27. Поповская Г.И. Динамика фитопланктона пелагиали // Биологическая продуктивность пелагиали Байкала и ее изменчивость. Новосибирск, Наука, 1977. С. 5–39.
28. Поповская Г.И. Современное состояние и прогноз развития фитопланктона Байкала // V съезд Всесоюз. гидробиол. о-ва. Тез. докл., ч. 1. Куйбышев: Изд-во Всесоюз. гидробиол. о-ва, 1986. 1 с.
29. Поповская Г.И. Фитопланктон глубочайшего озера мира // Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1987. Т. 172.
30. Lund I.W.G. The seasonal Cycle of the plankton diatom, *Melosira italica* (Ehr.) Kütz, subsp, subarctica of Müll // J. Ecol. 1954. V. 42. N 1. P. 151–179.
31. Lund J.W.G. Further observations on the seasonal Cycle of *Melosira italica* (Ehr.) Kütz, subsp, subarctica of Müll // J. Ecol. 1955. V. 43. N 1. P. 91–102.
32. Lewin J.C. Dissolution of silica from diatom walls // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. V. 21. N 3/4. P. 96–104.

Институт земной коры  
СО, РАН, Иркутск

Поступила в редакцию  
26. IV. 1991

УДК 551.263.23(234.9)

© 1992 Варсимашвили Э.В.

**СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ  
ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАННЕМЕЛОВОГО БАСЕЙНА  
ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

На основе детальных исследований седиментационных особенностей ЮСБК в пределах Грузии выделены четыре генетические группы осадков, характеризующихся определенными способами транспортировки обломочного материала в бассейне осадконакопления; установлены их флишевый характер, принадлежность к различным литофациальным типам, а также источники питания раннемеловой флишевой формации ЮСБК.

Широким глобальным распространением пользуются флишевые отложения, которые преобладают в геологических разрезах подвижных поясов. Их разнообразие по вещественному петрографическому составу и стадиям геотектонических циклов образования, исключительно важное теоретическое (для палеогеотектонического и палеогеографического анализа прошлого) и практическое (часто содержат довольно разнообразно полезные ископаемые) значение обусловило необходимость проведения детального исследования (1960–1990 гг.) раннемеловой флишевой формации окраинного моря Южного склона Большого Кавказа (ЮСБК).

Изученный регион охватывает как Шовско-Пасанаурскую, так и Жинвальско-Гомборскую подзоны Местия-Тианетской интенсивно дислоцированной геотектонической зоны складчатой системы ЮСБК. В пределах Шовско-Пасанаурской подзоны выделяется крупный синклиниорий, представленный юрскими и меловыми отложениями. В Жинвальско-Гомборской подзоне исследованные нами отложения, представленные лишь верхними горизонтами раннемелового флиша (аптские и альбские), развиты в Алисисгорском и Цив-Гомборском покровах. На юге образования Местия-Тианетской геотектонической зоны надвинуты на Гагра-Джавскую зону Южным главным разломом флиша, а с севера и северо-запада перекрыты надвигом палеозойских гранитоидов и метаморфического кристаллического субстрата Большого Кавказа. Изученные нами раннемеловые отложения Шовско-Пасанаурской подзоны в пределах Грузии к востоку (в Кахети) уходят под алазанскую серию (верхний палеоцен) и четвертичные отложения.

С целью установления условий образования осадочных пород, требующих проведения детального литологического анализа, включающего послойное описание разрезов, макро- и микроскопическое изучение пород, анализ текстурных особенностей и генетическую интерпретацию полученных данных [15], были проведены детальные литологические исследования в 57 разрезах, позволившие в нижнемеловых отложениях ЮСБК, постепенно продолжающих верхнеюрское карбонатное флишеобразование, выделить следующие свиты [17] (снизу вверх):

1. Свита глинистых мергелей и кластических известняков (нижний валанжин); в последних различаются остатки двустворок, иглокожих, мшанок и водорослей. В известняках встречаются инфузории – тинтиниды и их более или

менее полные комплексы. Изменение этой свиты в западном направлении носит чисто фациальный характер — в Гебском и Вацисцверском (водораздел рек Риони и Цхенисцкали) разрезах наблюдается значительное увеличение привноса терригенного материала — мергели часто замещаются аргиллитами и алевролитами, известняки же — карбонатными песчаниками. Мощность свиты 250–300 м.

2. Свита серых известняков и мергелей (верхний валанжин), характерно представленная в Арагвском разрезе. Мощность 150–200 м. В Верхней Раче — в районе Вацисцвери, а также в южном крыле синклинория (в разрезах ущелий рек Лухунисцкали и Риони) свиты "темных мергелей" и кластических известняков и "серых известняков" связаны друг с другом постепенными переходами; соответственно они объединены в свиту "темных мергелей" и кластических известняков (мощность 400 м).

3. Переходная свита (нижний готерив), представленная чередованием карбонатных и бескарбонатных образований с постепенным уменьшением кверху карбонатности. Мощность 100–250 м; в восточном направлении мощность уменьшается. Замещение карбонатных отложений бескарбонатными терригенными осадками с верхнего готерива связывается с колебательными движениями андийской орофазы, вследствие чего в бассейне осадконакопления поступление обломочного материала сильно возрастает и начинается бескарбонатная терригенная седиментация. Далее вверх следует пасанаурская свита<sup>1</sup>, которая нами по литологическим особенностям подразделена на нижне-, средне- и верхнепасанаурскую подсвиты [4].

4. Нижнепасанаурская подсвита аргиллитов и плагиоклазово-кварцевых песчаников (верхний готерив), мощность которой составляет 100–300 м (к востоку уменьшается). В Верхней Раче (ущелья рек Геске и Чхочури) и в Южной Осетии (ущелье р. Козы-дон) эта свита представлена чередованием аргиллитов и плагиоклазово-кварцевых алевролитов.

5. Среднепасанаурская подсвита толстослойных аркозово-кварцевых песчаников (нижний баррем), мощность 90–250 м. На востоке — в бассейнах рек Иори и Алазани общая мощность свиты уменьшается, но мощность отдельных слоев песчаников возрастает до 8–12 м. В свите, начиная с Верхней Рачи (ущелье р. Гуршевис-хеви) и далее на восток в бассейнах рек Большой Лиахви, Арагви, Иори и Алазани, на определенном стратиграфическом уровне нами прослежен слой (мощностью 0,4–0,6 м) известнякового гравелита, который наряду с окатанными зернами пелитоморфных, зернистых, органогенных и песчаных известняков в значительном количестве содержит обломки мшанок. Последние не встречаются ни в подстилающих, ни в перекрывающих отложениях. Этот слой в нижнебарремских отложениях нами выделен как маркирующий "мшанковый горизонт" регионального значения [5], давший возможность сопоставить разрезы отложений всего раннемелового флишевого комплекса ЮСБК в пределах Грузии.

6. Верхнепасанаурская подсвита аргиллитов и аркозово-кварцевых песчаников (верхний баррем), мощность которой колеблется от 80 до 130 м, уменьшаясь в восточном направлении.

7. Тетрасхевская свита черных и серых аргиллитов и слюдястых плагиоклазово-кварцевых песчаников (апт); развита в основном в восточной части бассейна осадконакопления в Кахети. Мощность 220–250 м.

8. Павлеурская свита пестрых аргиллитов, серых мергелей и песчаных известняков (альб). Мощность 250–300 м. В верхних горизонтах подсвиты (ущелья рек Меджуда, Турдо) наблюдаются прослои вулканогенно-осадочных образований в виде туфов и туффитов андезин-роговообманкового состава.

<sup>1</sup> Географические названия свит приведены по В.П. Ренгартену и Н.Б. Вассоевичу.

Выделенные свиты с небольшими фаціальными изменениями прослеживаются по всей полосе распространения флишевых отложений ЮСБК в пределах Грузии.

Изученные раннемеловые образования представлены карбонатными и бескарбонатными отложениями. Карбонатные отложения сложены хемогенными (пелитоморфные и оолитовые), органогенными (биоморфные, биодетритусовые и биоморфнодетритусовые) и кластогенными (известняковые гравелиты и песчаники) известняками, их разностями и мергелями. При изучении содержания углекислого кальция в этих отложениях выяснилось, что наибольшей карбонатностью характеризуются органогенные и хемогенные известняки, в которых значение  $\text{CaCO}_3$  колеблется в пределах 79,2–98,0%; в остальных известняках его количество понижено до 55,4–76,5%, а в мергелях – 31,8–8,72%. Общая карбонатность альбских отложений в разрезах Жинвальско-Гомборской подзоны повышена в среднем до 80%, тогда как в разрезах Шовско-Пасанаурской подзоны не превышает 67%. При этом в вертикальном разрезе карбонатность убывает снизу вверх, а по простиранию – с востока на запад. Различная карбонатность в изученных отложениях объясняется разбавляющим влиянием бескарбонатного обломочного материала, отлагающегося одновременно с карбонатными осадками.

Бескарбонатные отложения изученного комплекса представлены кластогенными породами, в основном псаммолитами и пелолитами; реже встречаются алевролиты. Среди псаммолитов различаются олигомиктовые – плагиоклазово-кварцевые и слюдястые плагиоклазово-кварцевые песчаники. Смешанная группа представлена аркозово-кварцевыми песчаниками.

Алевролиты по составу идентичны с одноименными разновидностями песчанников (разница лишь в размере зерен) и обычно распространены в центральной части бассейна осадконакопления – в нижнепасанаурской подсвите (ущелья рек Геске, Джеджора, Большая Лиавхи).

Пелолиты представлены сланцеватыми аргиллитами диоктаэдрически-гидро-слюдистого состава, в меньшем количестве содержат триоктаэдрический хлорит; в виде примесей присутствуют кварц и полевой шпат.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования раннемелового времени в исследованных отложениях распространены нешироко. Дайка диабаз-порфирита (по радиологическим данным альб-сеноманского возраста), секущая нижнепасанаурскую подсвиту (верхний готерив), описана нами в Верхней Раче в ущелье р. Шейсури – правом притоке р. Риони [1]. В Шида-Картли (ущелье р. Меджуда) и в Кахети (ущелье р. Турдо) описаны вулканогенно-осадочные отложения, представленные туфами, ортотуфитами и паратуфитами рогово-обманково-андезитового состава; обломки эффузивов основного и среднего состава распространены в песчаниках локально [17].

При минералогическом анализе изученных отложений установлено, что тяжелые фракции в основном представлены группами рудных (пирит, магнетит, лимонит) и устойчивых аксессуарных (циркон, апатит-дернит, турмалин, гранат, титаносодержащие минералы и лишь в ущелье р. Ильто присутствует силлиманит) минералов, слюдами и хлоритом. Широко распространены аутигенные образования, что указывает на значительное развитие постседиментационных процессов в изученном комплексе. По характерным признакам вторичного изменения нижнемеловые флишевые отложения изученного региона относятся к стадии глубинного эпигенеза геосинклинальных отложений или к зоне измененного глинистого цемента [2].

Анализ распределения главнейших терригенных минералов как в вертикальном разрезе, так и по простиранию в нижнемеловых отложениях ЮСБК дал возможность выделить четыре терригенно-минералогические провинции (ТМП), основанные на обобщенной характеристике минерального состава, бедности или

богатстве ассоциаций минеральными видами, относительном содержании индикаторов питающих провинций (циркон, турмалин, рутил), а также некоторых их типоморфных признаков. На основании результатов изложенных выше детальных исследований составлена палеогеографическая схематическая карта [6] ЮСБК раннемелового времени.

Литологические исследования показали, что гранулометрический спектр обломочного материала изученного комплекса характеризуется следующими особенностями: псефолиты, представленные монопетрокластическими разновидностями, играют подчиненную роль. Они состоят в основном из обломков известняков; приурочены к нижним горизонтам раннемелового флиша, выделенного нами под названием *темных мергелей и кластических известняков* (валанжин). Эта свита, как отмечено выше, устойчиво прослеживается от бассейна р. Цхенисцкали до бассейна р. Алазани. Образование кластических известняков увязывается с андийской кордильерой, размывающейся уже в кимеридже.

Стратиграфически выше псефолиты почти отсутствуют, исключением является слой известнякового гравелита – мшанковый горизонт, образование которого связывается также с андийской кордильерой, продолжавшей воздыматься в течение нижнего мела и размывавшейся к моменту отложения этого слоя.

Псаммолиты развиты в переходной свите (нижний готерив) и по простиранию почти не меняются. В пасанаурской свите (верхний готерив – баррем) они играют главную роль, их гранулометрия меняется как в вертикальном разрезе, так и по простиранию. В вертикальном разрезе (снизу вверх) размер зерен обломочного материала увеличивается – мелкозернистые песчаники в среднепасанаурской подсвите становятся в основном среднезернистыми; меняется также вещественный состав – увеличивается количество аркозового материала и плагиоклазово-кварцевые песчаники переходят в аркозово-кварцевые; в вертикальном разрезе увеличиваются также количество и мощность прослоев песчаников в среднепасанаурской подсвите. Увеличение мощностей песчаников в этой подсвите наблюдается и по простиранию в восточном направлении: в бассейне р. Риони мощность песчаников в среднем 1–2 м, тогда как в бассейнах рек Пшавской Арагви и Иори мощность отдельных слоев достигает 12 м. В верхних горизонтах изученного комплекса (апт, альб) наблюдается уменьшение обломочного материала – песчаники становятся вновь мелкозернистыми, уменьшаются количество и мощность их прослоев, а также привнос аркозового материала; песчаники по составу становятся слюдястыми плагиоклазово-кварцевыми с карбонатным цементом.

На основании изложенного в флишевых отложениях раннемелового времени выделены [3] ассоциации (снизу вверх): плагиоклазово-кварцевых, аркозово-кварцевых и слюдястых плагиоклазово-кварцевых песчаников, образование которых связывается с сейсмическими и дифференциальными колебательными движениями дна седиментационного бассейна и обусловленными ими мутьевыми потоками.

В изученных отложениях сравнительно незначительную роль играют алевролиты, аналогичные по составу псаммитолитам; наблюдается в общем уменьшение их роли в восточном направлении, а в нижнепасанаурской свите нижнего гетерива (Южная Осетия) они фациально замещают плагиоклазово-кварцевые песчаники.

Пелитолиты играют значительную роль с готерива до апта (включительно) с уменьшением мощностей по простиранию с запада на восток.

Суммирование приведенных данных исследования гранулометрического спектра нижнемелового флишевого комплекса, а также использование существующего литературного материала дали возможность произвести фациальный анализ и составить литофациальные схемы отдельных периодов раннемеловой

эпохи, а также литофациальную схему раннемеловых флишевых отложений ЮСБК в пределах Грузии (фиг. 1).

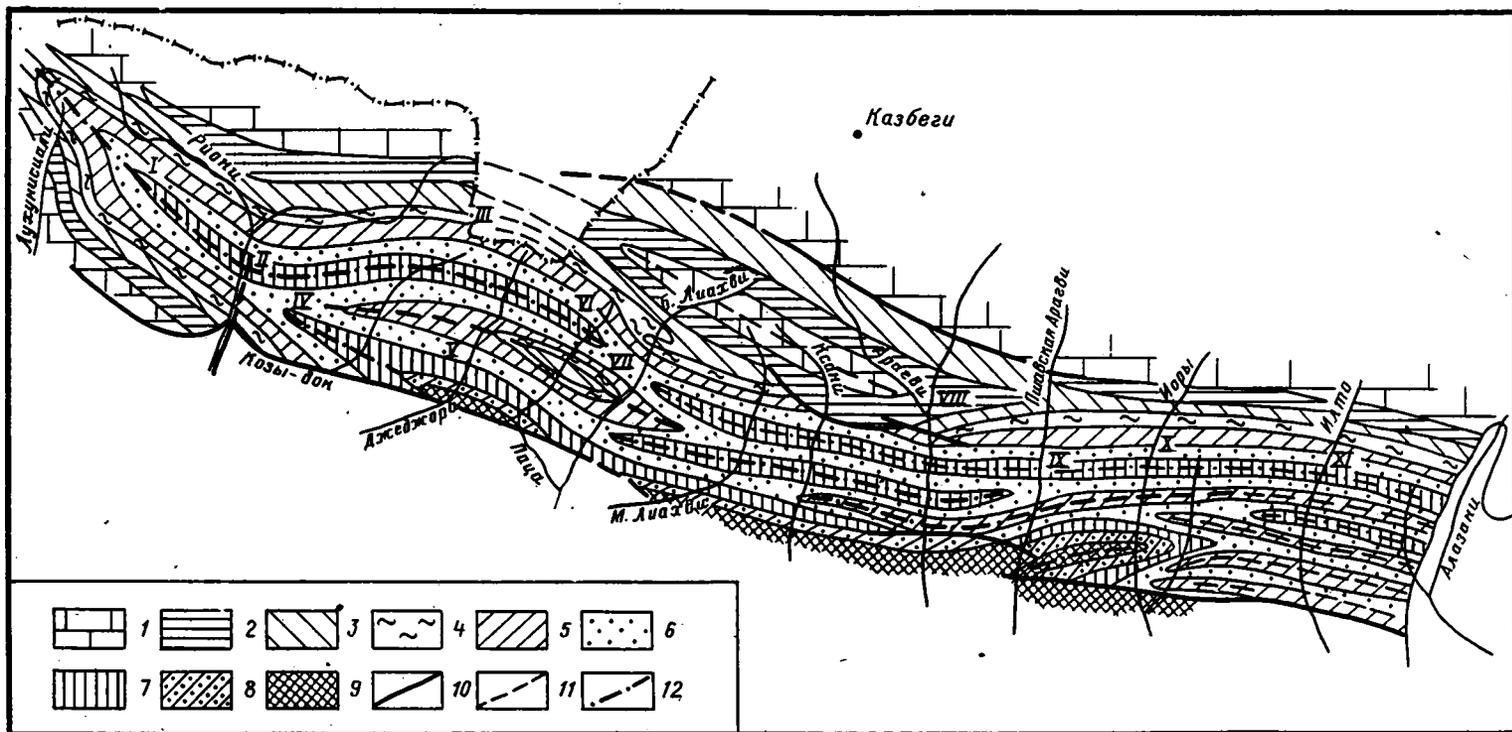
Детальные исследования вещественного состава пород изученного флишевого комплекса показали, что основными питающими источниками терригенного материала отложений ЮСБК раннемелового времени являлись древний кристаллический субстрат, сложенный гранитоидами и метаморфическими породами, осадочный юрский комплекс известняково-сланцево-песчаникового состава и первичный пирокластический материал, представленный продуктами албсеноманского вулканизма.

Изученные нижнемеловые отложения характеризуются флишевыми особенностями: наблюдается наличие двух основных гранулометрических групп осадков – ресседиментационных фанеромерных псефитов (кластокарбонатов), псаммитов, алевроитов и фоновых криптомерных глин, глинисто-карбонатных и карбонатных илов. Для исследованного комплекса свойственно ритмическое строение, заключающееся в повторении по разрезу слабоварьирующих по составу разномасштабных (от долей сантиметра до первых десятков метров) ритмов. Они начинаются с относительно более крупнозернистого ресседиментационного осадка (флюксотурбидитов, турбидитов, ламинитов, редко контуритов), сменяются кверху тонкозернистыми образованиями и заканчиваются фоновыми пелитовыми отложениями, что и обуславливает резкую границу между ритмами. Судя по текстурным интервалам в них, ритмы чаще всего неполные снизу (подсечены), реже полные и неполные сверху (отсечены). Мощность их варьирует от 1 до 2 см, обычно от 0,1 до 0,4 м и более. Основные структуры пород изученного комплекса псаммитовые, алевроитовые и пелитовые; второстепенные – псефитовые мелкозернистые и др. Текстуры разнообразные. Резко доминирует горизонтальная слоистость. Внутренними структурами являются градационная слоистость, нижняя и верхняя параллельная ламинация, мелкомасштабная косая слоистость, конволюция течений и знаков ряби. Каждая поверхность ресседиментационных пород (турбидитов и ламинитов), отвечающая нижней границе ритма, покрыта различного рода знаками или гиероглифами – механоглифами, представляющими собой гиероглифы вкальвания, волочения и подпрыгивания. Массовое распространение имеют серповидные и эрозионные гиероглифы волочения. Встречаются продольные и неправильные выпуклости. Часто присутствуют ядра внедрения и редко – ядра обратного внедрения. На верхней поверхности имеются локальные знаки ряби. Биоглифы многочисленны и разнообразны – широко проявлены следы биотурбации, ходы илоедов и др.

По составу и источнику материала слагающих пород изученные отложения раннемелового времени, обладая всеми отмеченными выше признаками, свойственными флишу, в целом отвечающие понятию *флишевая формация*, относятся к кластическо-известняковому и граувакково-алевритовому типам флиша [21].

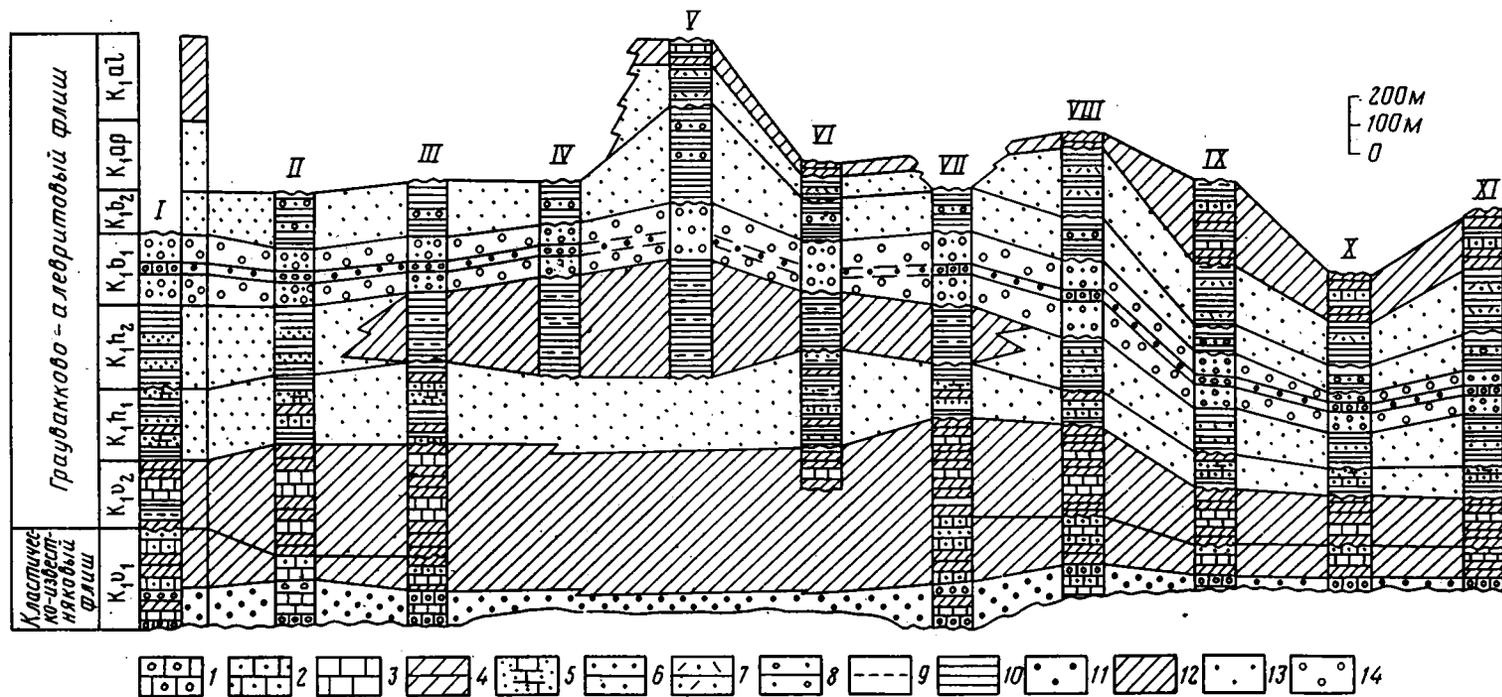
В кластическо-известняковом типе флиша, развитом в основном в нижних горизонтах изученного комплекса, по гранулометрическому составу пород, характеру и мощности элементов ритма выделяются [17] следующие разновидности: мергельный (валанжин) и аргиллито-песчаниковый (нижний готерив); в граувакково-алевритовом типе флиша – песчаниково-аргиллитовый (верхний готерив), песчаниковый (нижний баррем) и аргиллитовый (верхний баррем-альб). Эволюция осадконакопления в раннемеловом бассейне ЮСБК находит свое отображение в закономерном изменении типов флиша в восходящем разрезе.

Изучив текстурные особенности нижнемеловых пород исследованного региона, проанализировав их петрографический состав и строение разрезов, по характеру способа транспортировки обломочного материала в раннемеловом бассейне седиментации ЮСБК (фиг. 2) выделены следующие генетические группы осад-



Фиг. 1. Литофациальная схема раннемеловых флишевых отложений Шовско-Пасанаурской геотектонической подзоны ЮСБК (в пределах Грузии)

1 — верхнеюрский флиш; 2 — свита темных мергелей и кластических известняков (нижний валанжин); 3 — свита серых известняков и мергелей (верхний валанжин); 4 — переходная свита (нижний готерив); 5 — нижнепасанаурская подсвита (верхний готерив); 6 — среднепасанаурская подсвита (нижний баррем); 7 — верхнепасанаурская подсвита (верхний баррем); 8 — тетраховская и павлеурская свиты (апт, альб); 9 — верхнемеловой флиш; 10 — тектонические нарушения; 11 — ось антиклинали; 12 — ось синклинали; I—XI — литологические разрезы по ущельям рек (I — Чвешура-Шодура, II — Риони, III — Мамисонский перевал, IV — Козы-дон, V — Джджора, VI — Кешельта-дон, VII — Большая Лиавхи, VIII — Арагви, IX — Пшавская Арагви, X — Иори, XI — Ильто)



Фиг. 2. Литолого-генетический профиль раннемеловых флишевых отложений ЮСБК (в пределах Грузии)

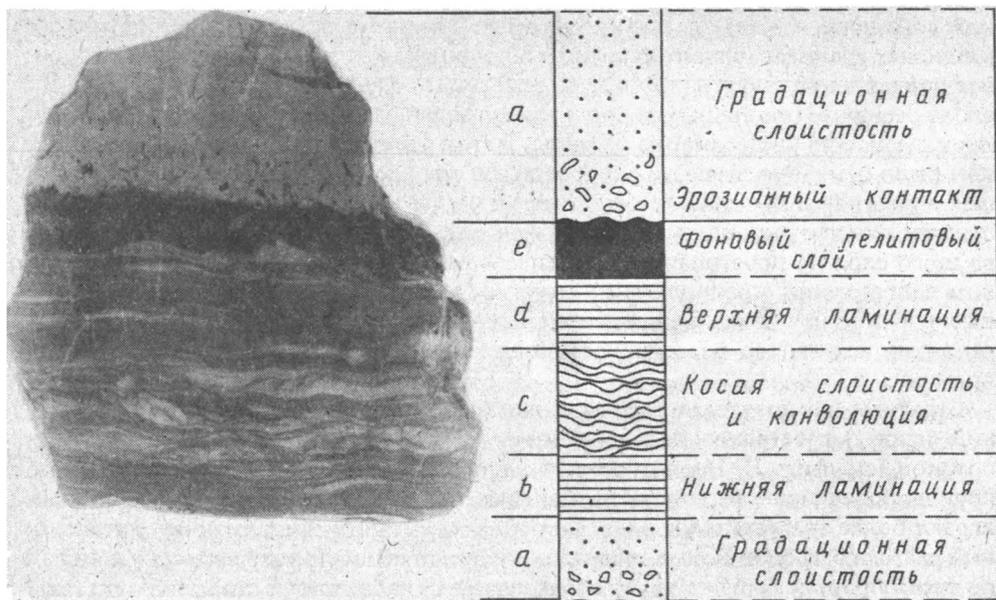
1 — известняковый гравелит; 2-3 — известняк (2 — песчанистый, 3 — пелитоморфный); 4 — мергель; 5-8 — песчаник (5 — карбонатный, 6 — плагиоклазово-кварцевый, 7 — слюдястый плагиоклазово-кварцевый, 8 — аркозово-кварцевый); 9 — алевролит; 10 — ариилит; 11-14 — генетические типы пород (11 — подводно-оползневые отложения, 12-13 — отложения, образованные соответственно турбидитными и зерновыми потоками, 14 — отложения потоков разжигания). Римские цифры соответствуют условным обозначениям, приведенным на фиг. 1

ков, образования: 1) подводными оползнями, 2) зерновыми потоками, 3) потоками разжижения и 4) турбидитными течениями. Эти разные генетические типы осадков являются реседиментационными. Их образование предопределяется процессами ремобилизации и ретранспортировки первичных более мелководных осадков течениями разной плотности, вещественного и гранулометрического составов и их реседиментации в более глубоководной обстановке осадконакопления раннемелового седиментационного бассейна ЮСБК. В разрезах изученного региона отмеченные реседиментационные породы ритмически чередуются с фоновыми (аргиллитами, мергелями и известняками). Традиционно это ритмическое чередование разных генетических типов пород и называется *флишем* [22]. На фиг. 2 представлены 11 характерных литологических разрезов раннемеловых флишевых образований ЮСБК (в пределах Грузии) и соответственно их генетический профиль.

В нижневаланжинское время в исследованном бассейне накопились подводно-оползневые флюксотурбидиты – известняковые гравелиты (свита темных мергелей и кластических известняков). Эти осадки сложены более или менее окатанными обломками микрозернистых, органогенных или органогенно-детритовых известняков с незначительной примесью бескарбонатного кластического материала, погруженных в глинисто-карбонатный матрикс. Размеры обломков 2–5 мм. Характерна незначительная сортировка материала. Цементация в основном базального, реже порового типа. Нижние и верхние контакты резко выражены. Они ритмично чередуются с фоновыми мергелями. Источниками сноса для этих реседиментационных осадков служили, по нашему мнению, карбонатные отложения верхней юры, развитые на внутривалланжинских поднятиях, а также на индийской кордильере, существующей в это время на юго-западе бассейна. В принципе такие же соображения высказали исследователи Е.О. Семенов и др. при проведении работ в Верхней Раче (в десяти литологических разрезах) по способам транспортировки обломочного материала раннемеловых отложений [14].

Верхние горизонты нижнего валанжина и отложения верхнего валанжина (свита серых известняков и мергелей) представлены осадками, образованными турбидитными течениями. Эти осадки состоят из тонкозернистого реседиментационного обломочного материала, который переносится потоками с низкими плотностями и скоростью перемещения. В этих осадках часто проявляется почти полная последовательность осадочных текстур Боумы [19]: *a* – градационная слоистость, *b* – нижняя ламинация (тонкая слоистость), *c* – косая слоистость и конволюция, *d* – верхняя ламинация и постепенный переход в *e* – фоновый осадок; в последнем обычны следы биотурбации осадков, отпечатки ходов илоедов и др. Нижняя поверхность турбидитного слоя обычно резкая, не наблюдаются и эрозионные текстуры (фиг. 3). Источниками питания этих реседиментационных осадков, по-видимому, служили опять-таки внутривалланжинские поднятия, сложенные верхнеюрскими мелководными карбонатными отложениями, и частично бескарбонатные образования, развитые на Сванетском поднятии (дизская серия).

Стратиграфически вышележащие ниже- и верхнеготеривские отложения (переходная свита и нижнепасауурская подсвита) нами отнесены к осадкам, образованным плотными зерновыми потоками. Для этих отложений характерны средние- и мелкопсаммитовый состав и массивная текстура, резкие границы, на подошвенной поверхности знаки нагрузки и вымывания. В верхних частях слоя часто развиты косоволнистая, изредка градационная слоистости. В терригенной части песчаников зернового потока почти не встречается карбонатный материал. Мощность их слоев значительно больше (до 2,5 м). По многочисленным замерам (227 замеров в 35 разрезах) подошвенных знаков направления движения зерновых потоков в основном двусторонние – в Верхней Раче с северо-



Фиг. 3. Цикл Боумы (a b c d e) в турбидитовом слое раннемелового флиша ЮСБК (ущелье р. Арагви)

запада на юго-восток, в Кахети с северо-северо-запада на юго-запад. В центральной части бассейна (Южной Осетии) осадки зерновых потоков фациально замещаются турбидитными образованиями (см. фиг. 2), где реседиментационные осадки представлены алевролитами – дистальными турбидитами, которые характеризуются тонкозернистым составом, малыми мощностями слоев и резкой нижней границей; циклическое строение с элементами с–е и b–с интервалов модели Боумы. В соответствии с этим предполагаем, что источниками сноса для этих реседиментационных групп пород служили, с одной стороны (с запада) опять-таки Сванетское поднятие (дизская серия), а с другой (северо-северо-востока) – древний Большекавказский архипелаг, на склонах которых происходила эрозия как терригенных пород лейаса и догера, так и кристаллического субстрата, сложенного гранитоидами и метаморфическими породами. На разные источники указывает также минеральный состав песчаников [6] – в Восточно-Кахетинской ТМП состав и соотношение устойчивых акцессориев отличаются от других провинций (количество силлиманита достигает 50%, тогда как в центральной и западной частях бассейна этот минерал не встречается).

Среднепасанаурская подсвита (нижний баррем) толстослоистых аркозово-кварцевых песчаников по генетическим признакам нами отнесена к отложениям, образованным потоками разжижения. Реседиментационные осадки разжижения средне- и крупнопсаммитового состава имеют массивные текстуры и большие мощности слоев – мощность аркозово-кварцевых песчаников достигает 12 м. Им свойственны также характерные текстуры отжатия воды, знаки нагрузки и текстуры выжимания нижележащих осадков. Часто наблюдается гравитационная сортировка материала. Границы слоев резкие; нередко встречаются эрозионные размывы на подошве. Для этой свиты характерно ритмичное чередование толстослоистых (до 12 м) реседиментационных песчаников с тонкими (0,01–0,15 м) пачками фоновых аргиллитов. Питаящим субстратом этого генетического типа пород по замерам (88 замеров в 27 разрезах) подошвенных знаков направлений движений разжиженных потоков (в основном с северо-северо-востока на юго-запад) является тот же Большекавказский архипелаг, на склонах

которого происходила эрозия кроме вышеуказанных отложений также микроклиновых гранитов (развитие аркозово-кварцевых песчаников). На одностороннее направление течения потоков указывает тот факт, что мощность отдельных слоев реседиментационных пород и размер зерен осадков значительно уменьшаются в направлении с востока на запад. В этом генетическом типе (разжижения), как было отмечено выше, нами прослежен *мшанковый горизонт*, представленный известняковым гравелитом, который по характерным особенностям можно отнести к подводно-оползневым отложениям. Исходя из того факта, что текстур этого слоя по простираанию меняется – размер зерен уменьшается в восточном направлении, предполагаем, что источником питания, как было отмечено выше, к моменту образования этого слоя являлась андийская кордильера, развита на юго-западе бассейна осадконакопления и размывающаяся к этому времени.

Стратиграфически выше расположенные верхнепанаурская подсвита (верхний баррем) и тетраховская свита нами отнесены к образованиям зерновых потоков (см. фиг. 2). Наряду с этим надо отметить, что реседиментационные породы более мелкозернистые, а фоновые отложения в этот отрезок времени играют более значительную роль. Источником питания считаем менее интенсивный размыв островов Большекавказского архипелага. Павлеурская свита (альб) по своей природе соответствует образованиям турбидитных потоков – дистальному флишу, источником которого предполагаем опять-таки андийскую кордильеру, сложенную большей частью карбонатными породами.

Исходя из вышеизложенного, в раннемеловом этапе развития бассейна ЮСБК по способам транспортировки материала можно выделить четыре стадии, последовательно сменяющие друг друга во времени и частично в пространстве.

Проблема происхождения флиша, несмотря на многочисленные исследования, продолжающиеся уже много лет, остается нерешенной. О происхождении флиша и флишевой ритмичности существуют различные представления.

Согласно гипотезе колебательных движений, ритмичность возникает благодаря перемещению береговой линии и изменению глубины моря. Обмелению бассейна соответствует образование грубозернистой части ритма, а углублению – тонкозернистой. Трансгрессии и регрессии моря являются следствием осцилляций земной коры. Для этих осцилляций, как отмечает Н.Б. Вассоевич [10], в период, предшествующий общей инверсии геотектонического режима, естественно ожидать большей частоты и импульсивности. В соответствии с этим вместо крупных циклов, возникающих при обычных трансгрессиях моря, образуется мелкая ритмичность, свойственная флишу.

Гипотеза эпизодического взмучивания осадков [11, 18, 20] предполагает периодическое взмучивание масс осадков, накопившихся в прибрежной полосе моря, и их перенос в виде оползней, а затем мутьевых потоков в более глубоководные участки бассейна, где они отлагаются, образуя реседиментационные осадки с градационной слоистостью; в периоды же затишья между мутьевыми потоками отлагались тонкие илы. Б.М. Келлер предполагал, что взмучивание осадков происходит благодаря землетрясениям, моретрясениям и связанными с ними волнами цунами.

Сравнивая флишевые образования с современными морскими осадками Черноморского и Атлантического бассейнов, М.Г. Леонов [12] предполагает, что отложения, имеющие большое сходство с флишем, в настоящее время образуются на материковом склоне и у его подножия и что структура этой зоны бассейнов соответствует требованиям, которые были предъявлены ранее к флишевым бассейнам; таким образом, он допускает, что флиш – образование континентального склона и его подножий.

Разногласие этих двух гипотез возникает главным образом вокруг возможной глубины флишевого бассейна. В настоящее время ряд геологов считают, что

проблемы батиметрии флиша вообще не существует, и флиш мог отлагаться и в прибрежных зонах, и на значительных глубинах [13].

Интересное соображение по флишеобразованию на основе исследования плейстоценовой эпохи высказал В.Т. Фролов [16]: "усиление генерации турбидитных потоков в ледниковые фазы и ослабление в межледниковые позволяет и в глубоком прошлом по усилению турбидитообразования предполагать эвстатические колебания уровня океана и, может быть, оледенения и, наоборот, по оледенениям искать коррелятивные с ними флишевые толщи или, по крайней мере, турбидиты".

Н.Б. Вассоевич на основании исследования меловых отложений ЮСБК разработал свою теорию флишеобразования и методику его изучения [8, 9].

Детальные исследования и анализ полученных данных позволяют высказать несколько иное соображение о происхождении нижнемелового флишевого комплекса ЮСБК (в пределах Грузии). Преобладание в валанжин-раннеготеривских и альбских образованиях тонкозернистых глинистых пород, обогащенных пиритом, быстрая смена их тонкозернистыми карбонатными отложениями (мергелями и известняками), микрофауна открытого моря и другие признаки указывают на относительное углубление этой зоны осадконакопления.

По характерным текстурным признакам основных типов пород (косая слоистость, наличие обуглившихся растительных остатков в фоновых осадках, риппельмарки, быстрая смена гранулометрии по простиранию и др.) позднеготеривские – барремские отложения относятся к сравнительно мелководным осадкам.

Что касается морфологии бассейна исследуемых отложений, рассматривая флиш как образование подводного склона и его подножия, предполагаем, что формирование флишевых отложений ЮСБК происходило в определенной зоне водоема, где латерально одновременно накапливались и нормально-морские осадки.

Говоря о механизме образования изученного раннемелового флиша, считаем, что осадконакопление происходило из мутьевых потоков, спазматически возникающих вследствие гравитации и колебания уровня моря. Флишевый комплекс образовался в троговой обстановке, которая контролировалась тектоническими и эвстатическими факторами.

#### Список литературы

1. *Варсимашвили Э.В.* Дайка диабаз-порфирита в нижнемеловом терригенном флише бассейна р. Риони // *Сообщ. АН ГССР.* 1969. Т. 56. № 1. С. 137–140.
2. *Варсимашвили Э.В.* Постседиментационные преобразования в нижнемеловых терригенных флишевых отложениях Юго-Осети и Рачи // *Сообщ. АН ГССР.* 1972. Т. 68. № 2. С. 373–376.
3. *Варсимашвили Э.В.* Минеральные ассоциации в нижнемеловых терригенных флишевых отложениях Южного склона Большого Кавказа // *Сообщ. АН ГССР.* 1973. Т. 70. С. 133–136.
4. *Варсимашвили Э.В.* Литологическое расчленение нижнемеловых терригенных флишевых отложений междуручья Арагви–Алазани // *Сообщ. АН ГССР.* 1976. Т. 84. № 1. С. 137–140.
5. *Варсимашвили Э.В.* Мшанковый горизонт в нижнемеловом терригенном флише Южного склона Большого Кавказа // *Сообщ. АН ГССР.* 1978. Т. 91. № 1. С. 85–88.
6. *Варсимашвили Э.В.* Терригенно-минералогические провинции и палеогеография нижнемелового флиша Южного склона Большого Кавказа // *Сообщ. АН ГССР.* 1983. Т. 109. № 1. С. 93–96.
7. *Варсимашвили Э.В., Чечелашвили И.Д.* Меловые литофации и осадочные формации Грузии // *Сообщ. АН ГССР.* 1989. Т. 136. № 1. С. 361–364.
8. *Вассоевич Н.Б.* Флиш и методика его изучения. М.; Л.: Гостехиздат, 1947. 216 с.
9. *Вассоевич Н.Б.* Условия образования флиша. М.: Гостехиздат. 1951. 240 с.
10. *Вассоевич Н.Б.* Флиш и астрогология // *Географический сборник.* 1962. Т. XV. С. 168–172.

11. Келлер Б.М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа // Тр. ГИН АН СССР. 1947. Вып. 48. 126 с.
12. Леонов М.Г. Флиш – образование подводного склона // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 2. С. 44–54.
13. Обуэн Ж. Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 301 с.
14. Семенов Е.О., Соловьева Н.Л., Шарданова Т.А. Способы транспортировки, обломочного материала в раннемеловом морском бассейне Местиа-Трианетской зоны (Южный склон Большого Кавказа) // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 39–47.
15. Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений // Проблемы геологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 181–197.
16. Фролов В.Т. Флишевая формация – уточнение понимания // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 16–21.
17. Чечелашвили И.Д., Варсимашвили Э.В. Литология юрских и меловых отложений Южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. 1981. Вып. 72. С. 84–129.
18. Хеорова И.В. Флишевая и нижнемеловая формация Южного Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 37. С. 3–21.
19. Voita A.H. Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
20. Kuenan Ph.H., Migliorini C.G. Turbidity currents as a cause of graded bedding // J. Geol. 1950. V. 8. P. 91–127.
21. Nachev I.K. Resedimentary rocks resedimentation and origin of flysch // Geol. Balcanica, Sofia, April, 1987. P. 15–26.
22. Studer B. Geognostische Bemerkungen über einige Teile der nördlichen Alpenkette // Z. Mineral. 1827. Bd 1. P. 39.

Геологический институт  
АН Республики Грузии,  
Тбилиси

Поступила в редакцию  
19. XII. 1990

УДК 551.253.23(235.2)

© 1992

**Худолей А.К., Семилеткин С.А.****ФЛИШЕВЫЙ БАССЕЙН ТАЛАССКОГО АЛАТАУ  
(ПАЛЕОТЕЧЕНИЯ И СТРОЕНИЕ)**

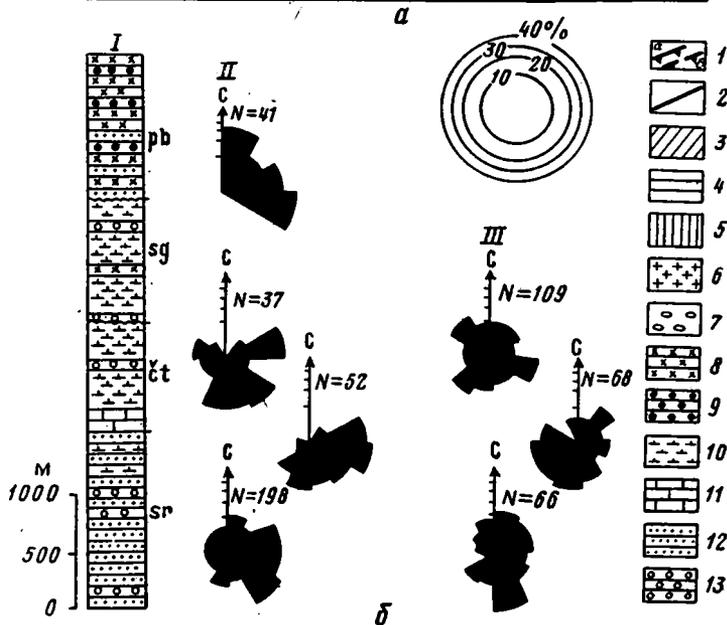
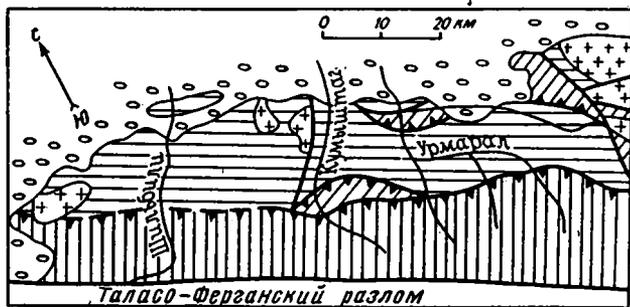
На основании изучения подошвенных знаков, подводно-оползневых складок, косой слоистости и знаков ряби сделан вывод о слабой изменчивости ориентаций палеопотоков и палеоуклонов во время накопления флишевого комплекса. Установлено, что осадконакопление происходило в узком трого, заполняемом обломочным материалом, переносившимся турбидными потоками вдоль его оси. Дно трого осложнено поперечными поднятиями, от которых происходило отражение части турбидных потоков.

Изучение морфологии и ориентации первичных текстур осадочных пород и определение по ним направлений палеотечений имеет длительную историю и началось по крайней мере с исследований Х. Сорби в середине прошлого века. С тех пор был собран и неоднократно обобщался огромный фактический материал по всем регионам мира; подробное изложение истории исследований приведено и классической работе П. Поттера и Ф. Петиджона [22]. Другой аспект изучения первичных текстур связан с определением физических условий их возникновения и в значительной степени основан на теоретических расчетах и экспериментальных исследованиях и наиболее полно изложен в двухтомной монографии Д. Аллена [12]. Совместное применение этих двух подходов (историко-морфологического и физического), позволившее существенно расширить возможности реконструкций древних бассейнов осадконакопления, часто используется в современной литературе по седиментологии [3, 18–20].

В советской геологии изучение палеотечений и связанных с ними текстур было широко распространено в 40-е – 60-е годы, когда были написаны не потерявшие и в настоящее время своей актуальности работы Л.Н. Ботвинкиной, Н.Б. Вассоевича, Б.А. Гросгейма, Ю.А. Жемчужникова, В.С. Яблокова и других исследователей. В дальнейшем интерес к палеотечениям снизился, что, в частности, проявилось в уменьшении числа публикаций по региональным исследованиям палеопотоков. Не является исключением и Таласский Алатау. Несмотря на то что упоминания о той или иной ориентировке палеотечений в пределах конкретных участков присутствуют во многих работах [1, 6, 8], результаты систематических региональных исследований пока нигде не опубликованы. В настоящей статье авторы пытаются показать значительные возможности анализа палеотечений для реконструкции строения древних бассейнов осадконакопления на примере флишевого комплекса Таласского Алатау.

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ  
ТАЛАССКОГО АЛАТАУ**

Рассматриваемый регион находится в западной части каледонид Северного Тянь-Шаня вблизи их границы с герцинидами Среднего Тянь-Шаня. Флишевый комплекс имеет параавтохтонное залегание и слагает Таласский покров (фиг. 1, а). С юго-запада на него надвинуты зелено-сланцевые толщи Узунахматского



Фиг. 1. Основные черты геологического строения Таласского Алатау

*a* — тектоническая схема; *b* — стратиграфическая колонка (I) и ориентация линейных текстур на подошвах слоев (II) и косої слоистости, а также знаков ряби (III) в Таласском покрове; 1 — границы тектонических покровов (*a* — единый разлом, *b* — несколько параллельных разломов); 2 — прочие разломы; 3–5 — покровы (3 — Кумыштагский, 4 — Таласский, 5 — Узунахматский); 6 — интрузии гранитов; 7 — кайнозойская моласса; 8–13 — толщи ритмичного чередования (8 — существенно кварцевых песчаников и аргиллитов, 9 — существенно кварцевых песчаников и аргиллитов при наличии мощных пачек конгломератов, 10 — косо-слоистых калькаренитов и аргиллитов, 11 — известняков и аргиллитов, 12 — граувакковых песчаников и аргиллитов, 13 — гравелитов, граувакковых песчаников и аргиллитов). Сокращения: *sg* — сарыджонская серия, *ct* — чаткарагайская серия; *sg* — сагызганская (казылбельская) свита, *pb* — постунбулакская свита; *N* — число замеров линейных текстур

покрова, а с северо-востока — массивные карбонаты и терригенные породы Кумыштагского покрова. Флишевый комплекс расчленяется на преимущественно терригенную сарыджонскую серию и существенно карбонатную чаткарагайскую серию (см. фиг. 1, б). Вышележащие кзылбельская, сагызганская и постунбулакская свиты обычно рассматриваются как нижняя моласса или переходные от флиша к молассе толщи [6, 8]. Подробное рассмотрение обстановок осадконакопления флишевого комплекса будет осуществлено в отдельной статье, а здесь приводится лишь краткая характеристика.

Основная часть терригенных пород сарыджонской серии представлена плохо сортированными граувакками и субграувакками, в обломочной фракции кото-

рых преобладает кварц при подчиненной роли полевых шпатов, кристаллических сланцев, кремней и магматических пород. В зависимости от их размера выделяются все разности – от крупнозернистых алевролитов до конгломератов. Глинистые породы слагают как матрикс граувакк, так и отдельные слои. В верхней части серии появляется известковистый материал как в аргиллитах, так и в обломочной фракции песчаников. Накопление пород сарыджонской серии связано с процессами лавинной седиментации (по терминологии А.П. Лисицина [4]). Здесь широко развиты песчано-аргиллитовые (при преобладании песчаников) ритмиты, в которых распознаются редуцированные, реже полные ритмы Боума. В существенно глинистых пачках обычно удается выделять мало мощные ритмы Пайпера, что позволяет рассматривать эти толщи как мелкозернистые турбидиты [10, 12]. В резко подчиненных количествах выделяются пласти грavelитов и песчаников неупорядоченного строения или с неотчетливыми ритмами Лау и относительно неплохо сортированные косослоистые песчаники, выполняющие русла древних каналов. Судя по типичному набору фаций [23], осадконакопление происходило в обстановке типа нижней и средней частей подводного конуса выноса при его постепенной проградации. Однако в наиболее северных и юго-западных выходах сарыджонской серии появляются массивные пласти хорошо сортированных полевошпат-кварцевых песчаников [6], бугорчатая косая слоистость и другие признаки их относительно мелководного происхождения.

Чаткарагайская серия представлена в основном ритмично чередующимися косослоистыми калькаренидами и аргиллитами при преобладании первых, но в нижней части серии заметную роль играют плитчатые и массивные известняки. Калькаренид-аргиллитовые ритмы, как правило, рассматриваются как редуцированные ритмы Боума, хотя при их описании упоминается о наличии бугристо-волнистых поверхностей напластования [6, 9]. Как показали наблюдения авторов, бугристо-волнистые поверхности напластования и бугорчатая косая слоистость являются характернейшими текстурами пород чаткарагайской серии и, согласно современным представлениям [10, 19], их образование связано с деятельностью штормогенных волн на открытом шельфе глубиной от 50 до 200 м. Появляющиеся на разных уровнях мощные пласти песчаников и грavelитов обычно неупорядоченного строения выполняют русла подводных каналов [9]. К северо-востоку бассейн, по-видимому, углублялся, и в этом направлении уменьшаются мощности отложений, а косослоистые калькарениды замещаются плитчатыми известняками с неотчетливой бугорчатой или горизонтальной слоистостью.

Возраст флишевого комплекса обычно считается позднерифейским [1, 6–8], но редкие находки органических остатков (данные В.Л. Клишевича, 1985) позволяют считать, что по крайней мере частично он раннепалеозойский и примерно одновозрастен карбонатным и терригенным толщам Кумыштагского покрова. Авторы разделяют точку зрения геологов МГУ о том, что и в составе зеленосланцевых пород Узунахматского покрова содержатся аналоги флишевого комплекса [7].

#### ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОТЕЧЕНИЙ

К числу индикаторов палеотечений, изучавшихся авторами, относятся линейные текстуры на подошвах слоев, подводно-оползневые складки, знаки ряби и косая слоистость. Ниже главное внимание будет уделяться первым из вышеперечисленных. Описание индикаторов палеотечений производится в соответствии с классификациями Д. Аллена, П. Поттера и Ф. Петиджона [3, 12, 22]. Для определения ориентации локальных палеопотоков в каждом обнажении обычно замерялись пять-десять текстур, имеющих сходную ориентировку.

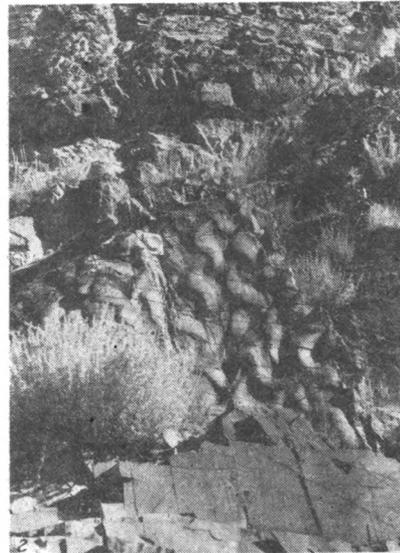
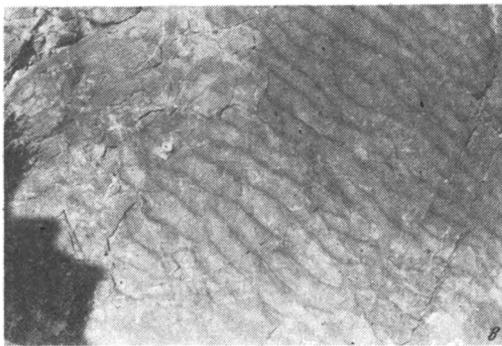
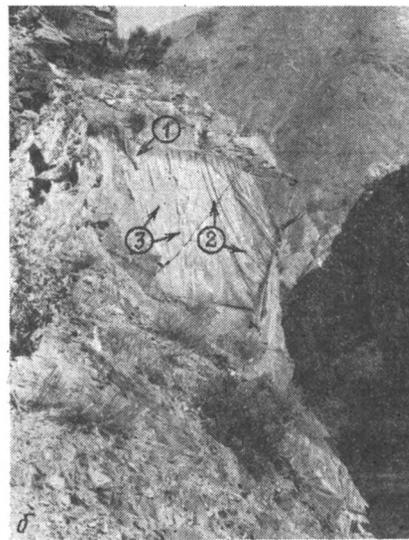
При наличии нескольких систем разноориентированных текстур измерялись каждая из них. Замеры ориентаций производились в относительно слабо деформированных частях Таласского покрова (см. фиг. 1, а), где реконструкция первоначального (додеформационного) положения слоев не вызывает сомнений. Аналоги флишевого комплекса, содержащие различные индикаторы палеотечений, присутствуют и в зеленосланцевых толщах Узунахматского покрова. Однако, как следует из изучения формы и ориентировки эллипсоида деформации, зеленосланцевые породы подверглись значительному растяжению параллельно шарнирам складок. Это привело к тому, что текстуры изменяли свою ориентировку как вместе со сжимаемым в складку слоем, так и внутри него; последняя величина может быть оценена лишь весьма приблизительно и поэтому данные по аналогу флишевого комплекса в Узунахматском покрове в дальнейшем не рассматриваются.

Линейные текстуры на подошвах слоев (фиг. 2, а, б) встречаются по всему разрезу флишевого комплекса, но характерны только для отложений сарыджонской серии. Наиболее широко распространены слепки выемок размыва; преобладают параболические слабоасимметричные, а также удлиненные прямые и слабоизогнутые формы. Параболические слепки обычно крупные, их размеры достигают 50 см в длину при ширине 30 и глубине 5 см. Удлиненные слепки варьируют от нескольких сантиметров до 50×18×5 см при наиболее широко распространенных около 8×2×1 см. Отсутствует сколь-либо определенная связь между размером выемок и грубозернистостью выполняющих их отложений. Так, в междуречье Шильбили-Кара-Бура слепки выемок в основании пластов гравелитов значительно меньше, чем в основании пластов песчаников в верховьях р. Карагаин. Слепки выемок образуют дисперсные скопления. Обычно на каждой плоскости напластования присутствует только одна система близких по размеру и ориентировке слепков. Однако если наблюдаются две системы различных по размеру слепков, то и ориентация их также различна. Вместе со слепками выемок часто встречаются слепки борозд и желобков выплывания. Их длина колеблется от 30–40 см до не менее чем 3 м при глубине до 7 см. Наиболее крупные борозды имеют форму прямой линии, тогда как более мелкие иногда слабо изгибаются. На каждой плоскости наблюдается система борозд только одной ориентации.

Другие виды линейных текстур встречаются заметно реже, хотя на отдельных плоскостях напластования они могут быть весьма многочисленны. Как правило, это расположенные вдоль одной линии периодически повторяющиеся отпечатки ударов предметов о поверхность осадконакопления или системы тесно сближенных слепков желобков неправильной формы. Некоторые текстуры, сходные с параболическими слепками выемок, по-видимому, являются слепками следов размывов около препятствий.

Подводно-оползневые складки встречаются довольно редко, главным образом в верхней части сарыджонской серии и иногда в верхней части чаткарагайской серии. Локализуются в пластах мощностью не более 15–20 см и характеризуются сходной ориентацией осевых плоскостей, что позволяет определять направление палеоуклонов.

Знаки ряби (см. фиг. 2, в, г) широко развиты на кровле пластов песчаников и калькаренитов по всему разрезу флишевого комплекса. Асимметричная рябь отличается разнообразием морфологических типов и размеров. Наиболее распространены линейные и синусоидальные формы с длиной волны 6–10 см при высоте не более 2–3 см, но в редких случаях длина волны достигает 35 см при высоте не менее 5–7 см. Иногда наблюдается ветвление гребней знаков ряби. Лингулоидная рябь, как правило, имеет асимметричную форму в плане с длиной отдельных знаков до 20–25 см и высотой до 3–5 см. Направление палеопотоков, фиксируемое по ориентации короткой стороны знаков ряби,

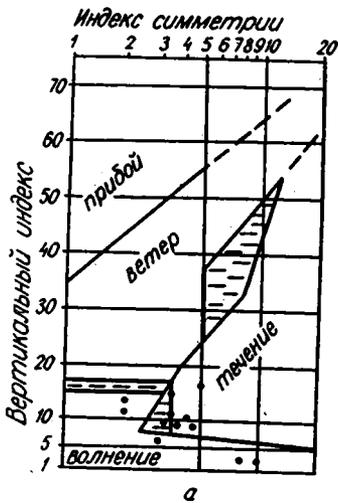


Фиг. 2. Индикаторы палеотечений

а, б — линейные текстуры на подошвах слоев (1 — слепки выемок размыва, 2 — слепки борозд и желобков выпахивания, 3 — слепки следов удара — brush cast [23]); в — линейная асимметричная рябь с ветвлением гребней; г — лингулоидная рябь

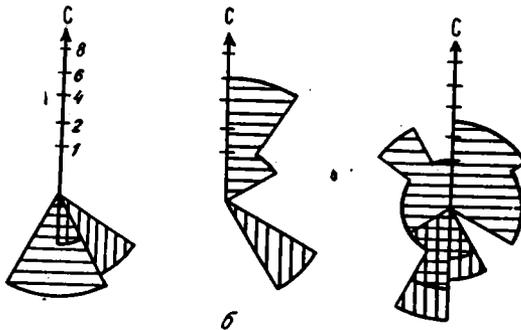
обычно устойчиво в пределах обнажения. В отложениях чаткарагайской серии иногда наблюдается симметричная рябь и наложение различно ориентированных систем знаков асимметричной ряби.

Генетическая интерпретация знаков ряби основывается на соотношении ее различных геометрических характеристик — индексов [24]. Как видно из фиг. 3, а, среди асимметричной ряби присутствует рябь как течения, так и волнения; симметричная рябь, очевидно, принадлежит к ряби волнения. Часть точек находится на перекрытии полей ряби волнения и течения, но небольшие величины индексов непрерывности ( $< 6$ ) позволяют считать, что они отвечают ряби



Фиг. 3. Генетические характеристики и ориентации индикаторов палеотечений

а — генетическая диаграмма У. Таннера [25] для асимметричных знаков ряби (заштрихованы области, характеризующие несколько генетических типов знаков ряби); б — соотношение ориентаций линейных текстур на подошвах (вертикальная штриховка) и косой слоистости (горизонтальная штриховка) в пределах единого ритма Боума. Цифры — число замеров



течения. Малые значения индексов непрерывности и прямолинейности показывают [12, 24], что наблюдаемая лингулоидная рябь является типичным представителем ряби течения.

Косая слоистость. Как и знаки ряби, косая слоистость широко распространена по всему разрезу флишевого комплекса. Она встречается как внутри отдельных слоев с отчетливыми поверхностями напластования, так и внутри ритмов Боума. В первом случае выделяются плоскопараллельная, мульдообразная и бугорчатая косая слоистость с мощностью серий от нескольких миллиметров до 15 см. На роз-диаграммах фиксируются уни-, би- и полимодальные распределения азимутов падения косой слоистости. Би- и полимодальные распределения наиболее часто встречаются в тех частях разреза, где широко развита бугорчатая косая слоистость, что подтверждает шельфовое происхождение последней. В ритмах Боума косая слоистость наблюдается в его средней части, где слагает подразделения мощностью в первые сантиметры, реже до 10 см. Доминирует мульдообразная косая слоистость, в редких случаях отмечается пологая плоскопараллельная косая слоистость.

Соотношение ориентаций различных индикаторов палеотечений. По сходству ориентации палеопотоков все индикаторы разделяются на две группы — к первой относятся линейные текстуры на подошвах слоев и подводно-оползневые складки, ко второй — знаки ряби и косая слоистость. Обычно считается, что наилучшим показателем палеоуклонов являются подводно-оползневые складки, тогда как все остальные текстуры характеризуют

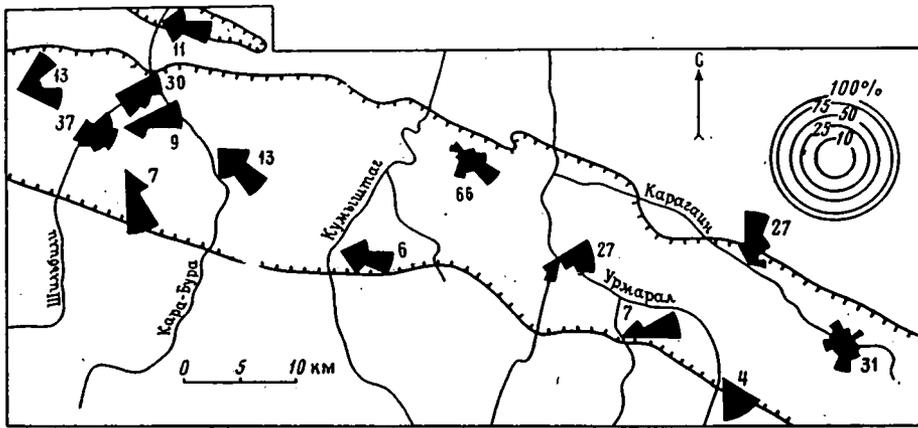
скорее направление потоков, чем уклонов [19, 22]. Однако если нам удавалось наблюдать на небольшом расстоянии друг от друга подводно-оползневые складки и линейные текстуры на подошвах слоев, то они фиксировали одинаковое направление массопереноса. Таким образом, в рассматриваемом регионе линейные текстуры на подошвах слоев также могут служить для определения направления палеоуклонов, что в целом вполне естественно, если учесть, что линейные текстуры наблюдаются в основном на подошвах слоев, образовавшихся в результате гравитационного переноса материала, т. е. переноса, ориентированного в основном сверху вниз по подводному склону. Сходство ориентаций направления палеопотоков по косо́й слоистости и знакам ряби – следствие генетической близости этих текстур.

Соотношения между ориентациями, определяемыми по индикаторам из разных групп, более сложные. В породах сарыджонской серии замеры косо́й слоистости и знаков ряби часто производились в слоях песчаников, отличающихся заметно лучшей сортировкой обломочных зерен по сравнению со вмещающими турбидитами, отчетливой косослоистой текстурой и нередко имеющих линзовидную форму. Песчаные тела такого рода обычно образуются при перемыве турбидитов контурными течениями внутри подводных каналов [21] и, следовательно, замеры косо́й слоистости, знаков ряби и линейных текстур на подошвах слоев должны зафиксировать примерно параллельные (течения внутри подводных каналов) или примерно перпендикулярные (контурные течения) направления палеопотоков [15]. Как видно из фиг. 1, б, соответствующие роз-диаграммы фиксируют сходные направления и, следовательно, изучавшиеся песчаники выполняют русла древних каналов, ориентированных примерно вниз по склону. В породах чаткарагайской серии ориентировка знаков ряби и косо́й слоистости характеризуется полимодальным распределением, отражающим сложность и многообразие направлений палеотечений на шельфовом бассейне. Какая-либо связь между ориентациями косо́й слоистости и знаков ряби с линейными текстурами на подошвах слоев не устанавливается (см. фиг. 1, б).

Результаты изучения палеотечений по различным индикаторам в пределах единого ритма Боума приведены на фиг. 3, б. Наиболее широко распространен первый случай, когда ориентации линейных текстур и косо́й слоистости имеют унимодальное распределение и фиксируют близкие направления, что характерно для турбидного осадконакопления в такой же степени, как и для других однонаправленных потоков [15, 19, 22]. Во втором случае линейные текстуры и косо́я слоистость имеют унимодальное распределение, но направления палеопотоков близки к противоположным. Такие соотношения редко наблюдаются в турбидитах [18, 20], но имеют важное значение при реконструкциях бассейнов осадконакопления (возможные причины их возникновения рассмотрены ниже). Третий случай был отмечен только в одной точке и характеризуется унимодальным распределением линейных текстур и полимодальным распределением косо́й слоистости. Авторам неизвестны возможные интерпретации и описания аналогичных примеров в литературе.

#### Строение и гидродинамика бассейна осадконакопления

Для изучения строения бассейна осадконакопления наибольший интерес представляют данные об ориентации линейных текстур на подошвах слоев, так как в рассматриваемом регионе они, как и подводно-оползневые складки, фиксируют направление палеоуклонов, но распространены значительно больше последних. Как видно из фиг. 1, б, несмотря на различие форм роз-диаграмм ориентаций линейных текстур, все они содержат отчетливый максимум (от 23 до 27% всех размеров) в секторах 90–120° или 120–150°. Именно это направление (от 90 до 150°) является основным направлением гравитационной транспортировки об-



Фиг. 4. Карта ориентаций линейных текстур на подошвах ритмов Боума. Линия со штрихами ограничивает область распространения флишевого комплекса (Таласский покров); цифры — число замеров.

ломочного материала, что примерно совпадает с региональным простираем складчато-надвиговой структуры Таласского Алатау. В то же время наличие более мелких максимумов в секторах 0–30 и 180–210° для пород сарыджонской и чаткарагайской серий свидетельствует о наличии потоков (и уклонов), поперечных доминирующему. Восток–юго-восточная ориентация линейных текстур сохраняется и в толщах, перекрывающих флишевый комплекс (см. фиг. 1, б и данные А.Г. Малюжинца и Ю.К. Советова [8]), но здесь заметно возрастает роль гравитационной транспортировки материала в северном направлении.

Таким образом, ориентировки основных направлений палеопотоков гравитационного происхождения не претерпевают существенных изменений в течение времени накопления флишевого комплекса. Это позволяет построить и рассматривать в дальнейшем карту распределения ориентаций линейных текстур для всего флишевого комплекса (фиг. 4), не разбивая его на более узкие изохронные интервалы, что в настоящее время вряд ли возможно.

Как видно из региональной карты, преобладание восток–юго-восточных ориентаций наиболее отчетливо проявлено в западной части региона. Здесь потоки образуют, по терминологии Ф. Петиджона и др. [19], параллельные прямолинейные или криволинейные системы, типичные для однонаправленных течений и, в частности, бассейнов с турбидным осадконакоплением. Существенные осложнения наблюдаются в восточной части региона и вдоль его северо-восточной границы в бассейнах рек Урмарал и Карагаин. Наблюдаемые там ориентации потоков весьма разнообразны и локально появляются бимодальные или ортогональные и дивергентные системы. Если последние достаточно характерны для турбидитов, то первые обычно рассматриваются как признак прибрежно-морского осадконакопления [19, 22], и их появление среди отложений средней–нижней частей глубоководного конуса выноса требует объяснения. Следует отметить, что хотя в восточной части региона северо-восточные и юго-западные ориентировки линейных текстур встречаются достаточно часто, в целом эти направления распространены не столь широко, как это иногда описывается в литературе [1, 9].

Осадконакопление флишевого комплекса (за исключением мелководной части отложений чаткарагайской серии) происходило в узком вытянутом трого. Произведенные авторами количественные оценки поперечного сокращения поверхности при деформации позволяют считать, что первоначальная ширина Та-

ласского покрова, сложенного породами флишевого комплекса, составляла не более 40 км. Как уже отмечалось выше, в наиболее северных и юго-западных выходах сарыджонской серии присутствуют отложения мелководного происхождения и, следовательно, ширина флишевого прогиба вряд ли могла быть более 30–40 км. В пределах рассматриваемого региона флишевый комплекс прослеживается примерно на 100–120 км по простирацию структур. Однако к северо-западу от Таласского Алатау на продолжении выходов рассматриваемых отложений в хр. Малый Каратау обнажается мощная толща терригенного флиша (большекарыйская свита [2]), примерно одновозрастная сарыджонской серии. Важно отметить, что замеры линейных текстур на подошвах слоев в большекарыйской свите фиксируют восток–юго-восточное направление палеопотоков [2] – такое же, как и в западной части Таласского Алатау. Таким образом, флишевые комплексы Таласского Алатау и Малого Каратау накапливались в едином бассейне и его суммарная длина была не менее 300 км.

Дальнейшее рассмотрение условий осадконакопления требует привлечения данных о гидродинамике бассейна, хотя все расчеты связаны со множеством предположений и допущений и должны восприниматься с определенной осторожностью [5]. Тем не менее они позволяют определить порядок рассматриваемых величин и содержат полезную информацию о динамике турбидных потоков.

Одной из важнейших характеристик турбидного потока является его скорость, величина которой может быть определена по размеру и плотности зерен, транспортируемых потоком. Наиболее крупные обломочные зерна, широко развитие в нижних частях ритмов Боума в сарыджонской серии, имеют кварцевый состав и диаметр  $d$  их достигает 3 мм (0,003 м). Согласно установленным теоретическим и экспериментальным соотношениям, соответствующая скорость осаждения (гидравлическая крупность) оценивается в 0,37 м/с, минимальная скорость потока, при которой эти частицы приходят в движение,  $u_* = 0,052$  м/с, а скорость потока на высоте 1 м над дном – около 0,9 м/с [3, 13, 14, 19]. Для реальных условий турбидного потока (при температуре воды 5°C) последняя величина должна быть уменьшена примерно на 20%, а средняя скорость турбидного потока  $u$  примерно в 2 раза больше ее [18] и в рассматриваемом случае равна 1,5 м/с. Плотность морской воды при температуре 5°C составляет приблизительно 1028 кг/м<sup>3</sup>, а кинематическая вязкость  $\nu = 1,45 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с [13]. Следует отметить, что плотность самого турбидного потока  $\rho$ , по-видимому, не может превышать 1170 кг/м<sup>3</sup> [11] и столь незначительная разность плотностей потока и вмещающей его воды  $\Delta\rho$  позволяет в дальнейшем пренебречь разностью вязкостей между ними.

Как показали результаты многочисленных экспериментов [3, 12, 16], скорость головной части турбидного потока определяется уравнением

$$u = K \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} gh},$$

где  $h$  – толщина головной части турбидного потока;  $g$  – ускорение свободного падения, а  $K$  – коэффициент, величина которого слабо зависит от угла склона (в пределах от 0 до 10°), по которому перемещается поток, и изменяется от 0,7 до 0,75. Следовательно, величина скорости головной части турбидного потока практически не зависит от угла склона. В рассматриваемой формуле нам неизвестны  $\Delta\rho/\rho$  и  $h$  ( $u = 1,5$  м/с,  $g = 9,81$  м/с<sup>2</sup>); определив толщину потока  $h$  можно будет оценить  $\Delta\rho/\rho$  и связанную с этой величиной концентрацию взвеси в потоке. Сведения о возможной толщине потоков неоднозначны – различные авторы называют величины от 2 м до 2 км [4, 5, 11, 12, 18]. Согласно предположению Д. Аллена [12], турбидный поток проходит расстояния в  $10^2 - 10^4$  раз больше, чем толщина их головной части. В рассматриваемом флишевом бассейне однообраз-

ная восток-юго-восточная ориентировка палеотечений наблюдается в хр. Малый Каратау [2] и в значительной части хр. Таласский Алатау (фиг. 4), что свидетельствует о перемещении турбидных потоков на расстояния не менее 300 км. Таким образом, толщина головной части турбидного потока  $h$  должна быть не менее 30 м. Если учесть, что средняя скорость потока составляет около 1,5 м/с, то согласно вышеприведенной формуле  $\Delta\rho/\rho < 0,014$  и, следовательно, концентрация взвешенных частиц в потоке не превышает 0,9%. Основными гидродинамическими характеристиками потока обычно считаются безразмерные числа Рейнольдса  $\frac{u*d}{\nu}$  и  $\frac{uh}{\nu}$  и Фруда  $\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} gh}$ . Подставив определенные выше значения

входящих в формулы величин, для головной части турбидного потока получаем три соответствующих числа:  $110,3 \cdot 10^7$  и 0,7, причем последнее является примерно постоянным для потока на всем пути его движения [16]. Полученные оценки чисел Рейнольдса и Фруда свидетельствуют, что дно является гидродинамически шероховатым, а головная часть потока отличается высокой степенью турбулентности и режимом, близким к бурному [3, 12, 13].

Приведенные выше данные о гидродинамических характеристиках потоков во флишевом бассейне имеют ряд важных палеогеографических следствий. Так, упоминавшаяся выше прогнвоположная ориентация различных текстур в пределах единого ритма Боума (фиг. 3, б) может возникнуть при формировании антидюн или в результате того, что турбидный поток отразился от некоторого препятствия и устремился в обратном направлении (отраженный поток) [18, 20]. Для образования антидюн необходимо, чтобы число Фруда соответствующего потока было бы не менее 0,8 [3, 12]. Хотя гидродинамические характеристики основного тела турбидного потока отличаются от его головной части и определить для него число Фруда весьма сложно, К. Пикеринг и Р. Хискот [20] показали, что в условиях реального турбидного потока антидюны могут формироваться лишь при толщине потока не более 5 см, что на несколько порядков меньше минимальной возможной толщины головной части потоков в рассматриваемом бассейне. Эти данные позволяют считать наличие отраженных потоков гораздо более вероятным, чем наличие антидюн; в пользу первых, по-видимому, свидетельствуют и локально наблюдаемые (см. фиг. 4) обратные направления линейных текстур. Теоретическое и экспериментальное обоснования модели отраженных потоков даны Х. Пантиным и М. Лидером [18]. Эта модель была успешно применена при изучении палеогидродинамических характеристик ордовикского прогиба в Северных Аппалачах, размеры которого близки к размерам рассматриваемого бассейна накопления флиша. Как следует из описания экспериментов, отражение потока происходило от поднятия с относительно крутым (7–10°) склоном и высотой, сопоставимой с толщиной потока. Если учесть, что минимальная и, вероятно, заниженная толщина потока достигает 30 м, то высота отражающего его поднятия (или поднятий) должна составлять не менее 30–50 м, причем ориентировка поднятия перпендикулярна к направлению течений и простирацию бассейна. Они располагались в юго-восточной части прогиба и, судя по редкости соответствующих текстур в породах флишевого комплекса, существовали лишь короткие промежутки времени. Формирование поднятий было обусловлено, по-видимому, деятельностью поперечных разломов. На специфичность этой части прогиба указывает и то, что именно здесь широко развиты линейные текстуры поперечных к простирацию прогиба направлений.

Выпадение взвешенных частиц в осадок происходит за пределами головной части турбидного потока и зависит от соотношения скоростей головной части и основного тела турбидного потока. Скорость перемещения основного тела турбидного потока несколько больше скорости его головной части и определяется кроме гидродинамических характеристик самого потока еще и величиной скло-

на [12]. Хотя величины коэффициентов трения, входящие в уравнение скорости основного тела потока, не могут быть точно определены [5], фациальная устойчивость отложений предполагает, что угол склона вдоль направления потоков (т.е. и вдоль оси прогиба) был примерно постоянным и, судя по оценочным расчетам, не превышал 5 м на 1 км. Если же глубина прогиба достигала 1 км (в современных условиях глубины турбидного осадконакопления обычно заметно больше [3,4]), то при ширине прогиба 40 км средние величины склонов на его бортах составляют около 50 м на 1 км. Потоки, стекающие по столь крутым склонам, способны к перемещению обломков валунно-галечной размерности и наличие в отложениях флишевого комплекса лишь единичных слоев конгломератов приводит к выводу, что заполнение прогиба происходило главным образом не с бортов, а вдоль его простираия. Основной источник обломочного материала находился на северо-западном окончании прогиба и в настоящее время скрыт под отложениями кайнозойской молассы.

Таким образом, накопление флишевого комплекса Таласского Алатау происходило в узком вытянутом прогибе, который имел небольшой уклон вдоль своей оси и заполнялся в результате преимущественно продольного переноса обломочного материала. Бассейны такого рода, неоднократно описанные в литературе, выделяются в отдельный класс осадочных бассейнов, типичным представителем которых считается Алеутский трог [15, 19]. Однако, несмотря на сходство в палеотечениях и общей структуре бассейна, их тектонические характеристики имеют существенные отличия. Во-первых, все параллельные оси Алеутского трога палеотечения одинаково ориентированы [17, 19], что, по-видимому, свидетельствует об отсутствии поперечных поднятий, установленных во флишевом прогибе Таласского Алатау. Во-вторых, и это более важно, Алеутский трог характеризует активную окраину континента и начиная по крайней мере с верхнего мела ограничивался с севера островной дугой, а с юга — океаном [17]. Флишевый прогиб Таласского Алатау ограничивался с обеих сторон относительно мелководными шельфами и лишен каких-либо признаков активной окраины континента, а ближайшие разрезы, которые могут интерпретироваться как океанические, расположены в Киргизском хребте, на значительном удалении к северо-востоку от рассматриваемого региона. Следовательно, приведенные выше данные показывают, что сходные по строению и обстановкам осадконакопления бассейны могут формироваться в различных тектонических условиях, и этот факт необходимо учитывать при проведении палеотектонических реконструкций.

#### Список литературы

1. Бутаков Е.П. Особенности строения терригенного флиша верхнего рифея (на примере сарыджонской свиты Таласского хребта) // Структурные особенности осадочных формаций. Новосибирск: ИГ и Г СО АН СССР, 1988. С. 26—35.
2. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
3. Лидер М.Р. Седиментология. М.: Мир, 1986. 439 с.
4. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
5. Лонгинов В.В., Пыхов Н.В. Литодинамические системы океана // Литодинамика и гидродинамика контактной зоны океана. М.: Наука, 1981. С. 3—64.
6. Максумова Р.А. Формация позднего докембрия Таласского хребта // Формации позднего докембрия и раннего палеозоя северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967. С. 31—53.
7. Малюжинец А.Г. Метаморфические аналоги позднего флиша Таласского хребта и обстановка его накопления // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 134—149.
8. Малюжинец А.Г., Советов Ю.К. Поздний флиш Таласского геосинклинального комплекса (верхний рифей, Таласский хребет) // Закономерности строения карбонатных, галогенных и терригенных формаций. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 3—26.

9. *Малюжинец А.Г., Советов Ю.К.* Карбонатный (чаткарагайский) флиш верхнего рифея Таласского хребта // *Осадочные формации и обстановки их образования.* Новосибирск: Наука, 1987. С. 149–159.
10. *Обстановки осадконакопления и фации* / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с., Т. 2. 381 с.
11. *Пыхов Н.В.* О механизме формирования градиционной сортированности осадков суспензионными потоками // *Процессы механической дифференциации обломочного материала в морских условиях.* М.: Наука, 1981. С. 161–178.
12. *Allen J.R.L.* Sedimentary structures, their character and physical basis. Amsterdam: Elsevier, 1982. V. 1. 593. P. 2. 663 p. (Developments in sedimentology 30).
13. *Komar P.D.* Boundary layer flow under steady unidirectional currents // *Marine sediment transport and environmental management.* N.Y.: John Wiley and Sons. 1976. P. 91–106.
14. *Komar P.D., Clemens K.E.* The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents // *J. Sediment. Petrol.* 1986. V. 56. N 2. P. 258–266.
15. *Lovell J.P.B., Stow D.A.V.* Identification of ancient sandy contourites // *Geology.* 1981. V. 9. N 8. P. 347–349.
16. *Middleton G.V.* Experimental studies related to problems of fliish sedimentation // *Flysch sedimentology in North America* Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 1970. V. 7. P. 252–272.
17. *Nilsen F.H.* Chugach turbidite system, Alaska // *Submarine fans and related turbidite systems.* N.Y.: Springer-Verlag, 1985. P. 185–192.
18. *Pantin H.M., Leeder M.R.* Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons // *Sedimentology.* 1987. V. 34. N 6. P. 1143–1155.
19. *Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sands, sandstones. N.Y.: Springer-Verlag. 1987. 553 p.
20. *Pickering K.T., Hiscott R.N.* Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis // *Sedimentology.* 1985. V. 32. N 3. P. 373–394.
21. *Pickering K.T., Stow D.A.V., Watson M.P., Hiscott R.N.* Deepwater facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments // *Earth-Science Rev.* 1986. V. 23. N 2. P. 75–174.
22. *Potter P.E., Pettijohn F.J.* Paleocurrents and basin analysis. N.Y.: Springer-Verlag, 1977. 425 p.
23. *Shanmugam G., Moiola R.J.* Submarine fan models: problems and solutions // *Submarine fans and relates turbidite systems.* N.Y.: Springer-Verlag, 1985. P. 29–34.
24. *Tanner W.F.* Ripple mark indices and their uses // *Sedimentology.* 1967. V. 9. N 2. P. 89–104.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 15. VII. 1991

УДК 553.434(574.3)

© 1992 Глыбовский В.О., Сюсюра Б.Б.

**О ГЕНЕЗИСЕ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЖАМАН-АЙБАТ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)**

На примере нового месторождения медистых песчаников рассмотрены литофациальный состав и природа ритмичности продуктивных красноцветных отложений. Показано, что рудовмещающие отложения являются типичными континентальными образованиями с цикличностью аллювиальной природы, а промышленное оруденение локализуется в русловых литофациях аллювиальных циклотем.

Оруденение нового месторождения Жаман-Айбат, как и оруденение Джеказганского месторождения, размещается в красноцветной молассоидной толще средне- и позднекаменноугольного возраста. В стратиграфическом отношении продуктивная толща охватывает таскудукскую (средний карбон) и джеказганскую (верхний карбон) свиты и участвует в строении средне- и верхнепалеозойских отложений среднего структурного этажа Джеказган-Сарысуйской впадины. Состав толщи алевропесчаный. Для нее характерна четкая ритмичность разреза.

По поводу фациальной принадлежности и природы ритмичного строения продуктивных красноцветных отложений региона нет единого мнения. Некоторые исследователи [1, 4] выделяют в разрезе толщи значительную часть прибрежно-морских и заливно-лагунных фаций, а ритмично-циклическое строение красноцветов связывают [5] с вертикальными колебательными движениями земной коры. Большинство исследователей [3, 6, 9, 10] считают эти осадки образованиями пролювиально-аллювиально-озерной равнины аридной зоны.

Строение континентальных отложений, и прежде всего наиболее распространенных среди них – аллювиальных, достаточно детально изучалось отечественными и зарубежными геологами. Наиболее ранняя и полная характеристика древних аллювиальных отложений дана Дж.Р.Л. Алленом [14, 15] на примере девонских красноцветных отложений Англии и Аппалачей. Он выделяет в них шесть фаций: А, Б<sub>1</sub>, Б<sub>2</sub>, Б<sub>3</sub>, В и Г. Наиболее грубообломочная фация А представлена линзами (линзовидными слоями) конгломератов и гравелитов неясно- или горизонтально-слоистого строения. В основании слоя – поверхность размыва. Это фация остаточного руслового гравия реки. Фация Б<sub>1</sub> представлена обычно крупно- и среднезернистыми осадками, иногда с редким гравием. Для пород характерна крупномасштабная косая слоистость, чаще всего троговая. Осадки формируются в стержневой зоне реки, образуя прирусловые валы. Отложения фаций Б<sub>2</sub> и Б<sub>3</sub> представлена средне- и мелкозернистыми песчаниками с крупно- и среднемасштабной косой, реже слабонаклонной или горизонтальной слоистостью. Осадки формируются в зоне прирусловых отмелей реки. Фация В характеризуется переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов. Для них наиболее типичны косоволнистая, мелкомасштабная косая и горизонтальная слоистости, реже – конволютная. Это фации кос и перекаатов равнинной реки. Наиболее тонкозернистые осадки алевроаргиллитового состава слагают пойменную фацию Г. Для них характерны горизонтально-

и волнисто-слоистая или массивная текстуры, а также наличие карбонатных конкреций. Последовательное образование рассмотренных фаций формирует единый седиментационный цикл, или циклотему, реки. Многократная повторяемость этих циклотем в разрезе обуславливает циклическое строение континентальной толщи и указывает на ее аллювиальное происхождение. Такое строение аллювиальных отложений подтверждается при описании характера и особенностей аккумуляции современных равнинных рек [8, 11, 14].

При накоплении аллювиальных отложений процессы эрозии и аккумуляции идут параллельно. В зависимости от преобладания того или иного процесса меняется полнота набора фаций в составе циклотем и их сохранность. Поэтому мощность толщ аллювиальных отложений сохраняются в геологическом разрезе в условиях длительного компенсированного прогибания аллювиальной равнины. Ритмичность (циклическость) захоронившихся таким образом отложений не имеет прямого отношения к пульсации тектонических движений, а образуется при непрерывном процессе аллювиального осадконакопления [9]. Широкий размах латеральной аллювиальной аккумуляции (по данным Г.-Э. Рейнека и И.Б. Сингха [8], боковая миграция русла равнинных рек нередко достигает 1 км/год, в исключительных случаях – 30 км/год) объясняет отложение на обширных территориях однородных по своему составу и строению аллювиальных толщ. Эта особенность нередко ошибочно рассматривается как аргумент против континентального генезиса красноцветных формаций.

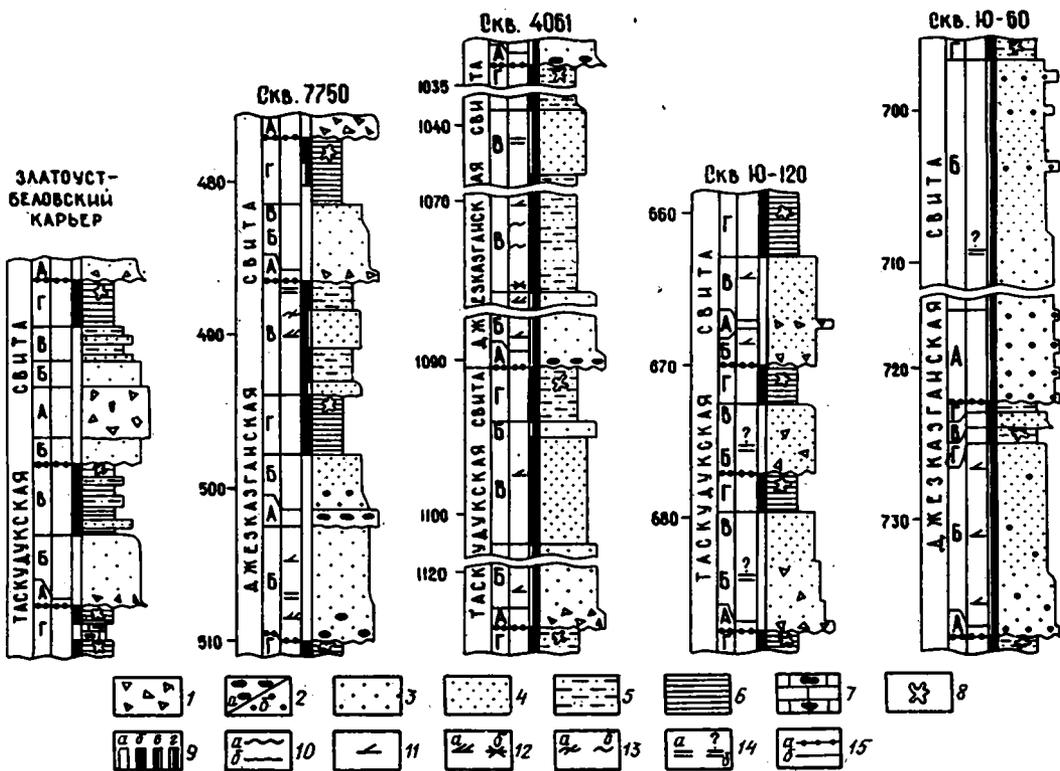
Основываясь на изложенной концепции, А.В. Сочава [9] изучил состав пород, текстуры и ритмы отложений таскудукской свиты и низов джезказганской свиты в Златоуст-Беловском карьере Джезказганского рудного поля (фиг. 1) и в естественных обнажениях северо-восточного борта Джезказганской синклинали. Исследования показали тождественность этих ритмов аллювиальным циклотемам красноцветного девона Англии и красноцветного мела Средней и Центральной Азии. В составе циклотем продуктивных отложений Джезказгана им выделен тот же комплекс фаций, располагающихся в той же последовательности.

Авторами изучены литофациальные особенности и строение ритмов отложений таскудукской и джезказганской свит по керну скважин в отдельных разрезах северной и восточной бортов Джезказган-Сарысуйской впадины (см. фиг. 1). Исследования подтвердили, что ритмичность красноцветных отложений свит имеет аллювиальную природу. При общей однотипности строения циклотем устанавливаются некоторые закономерности их изменчивости. Средняя мощность циклотем закономерно растет в направлении общего увеличения мощности отложений таскудукской и джезказганской свит. Доля грубозернистых элементов в циклотемах возрастает при приближении к борту впадины.

Строение подстилающих преимущественно сероцветных нижнекаменноугольных (серпуховской ярус) и перекрывающих красноцветных нижнепермских (жиделисайская свита) отложений существенно отличается от строения продуктивных отложений. В их составе резко преобладают тонко- и мелкозернистые осадки. Наблюдаемая ритмичность весьма однообразна, имеет, как правило, двучленное строение, т.е. не имеет ничего общего с циклотемами продуктивных отложений.

Литофациальные особенности и строение ритмов рассматриваемых продуктивных красноцветных отложений наиболее полно и детально изучены нами на новом месторождении медистых песчаников Жаман-Айбат. Оно расположено в пределах Жаман-Айбатской антиклинальной структуры, осложняющей восточный борт Джезказган-Сарысуйской впадины.

В литологическом отношении продуктивные отложения представляют собой в целом относительно однообразную ритмично построенную алевропесчанистую



Фиг. 1. Строение циклотем красноцветных каменноугольных отложений Дзезказган-Сарысуийской впадины

1 - внутрiformационные конгломераты; 2 - межформационные конгломераты (а) и гравелиты (б); 3, 4 - песчаники (3 - средне- и крупнозернистые, 4 - мелкозернистые); 5 - алевропесчаники и алевролиты; 6 - алевроаргиллиты и аргиллиты; 7 - известняки с "кремнями"; 8 - карбонатные конкреции; 9 - цвет пород (а - серый, б - красный, в - красновато-серый, з - серовато-красный); 10 - контакты с размывом (а) и неровные (б); 11-14 - типы слоистости: 11 - косая неясного типа, 12 - косая однонаправленная (а) и перекрестная (б), 13 - косоволнистая (а) и волнистая (б), 14 - параллельная (а) и неясно-параллельная (б); 15 - границы циклотем (а) и фаций (б); А-Г - фации циклотемы; скв. 7750 и 4061 - Дзезказганское рудное поле; скв. Ю-120 - Жаман-Айбат, скв. Ю-60 - Жатыктау

толщ. Наиболее грубозернистыми породами являются конгломераты и гравелиты. Они развиты не широко и составляют обычно не более 5% объема разреза. Значительно распространены песчаники различной зернистости. Их количество в разрезе отложений варьирует, составляя в среднем 30-40%. Алевролиты - наиболее распространенные породы в продуктивных отложениях и обычно занимают 40-50% их объема. Аргиллиты составляют не более 10%. В нижней части разреза встречаются тонкие линзовидные прослои известняков. Отмечаются переходные разности пород: алевропесчаники и алевроаргиллиты, а также породы, близкие к туфо-песчаникам и туфо-алевролитам.

В целом можно констатировать, что литологический состав каменноугольных красноцветных отложений Жаман-Айбатской площади не имеет существенных отличий от одновозрастных образований Дзезказганского района.

Вместе с тем распределение литологических разностей в разрезе и их взаимоотношения, обуславливающие характер ритмичности осадков и определяющие в общем фациальный облик отложений, имеют некоторые особенности.

Литофациальные особенности и строение ритмов отложений изучали по керну

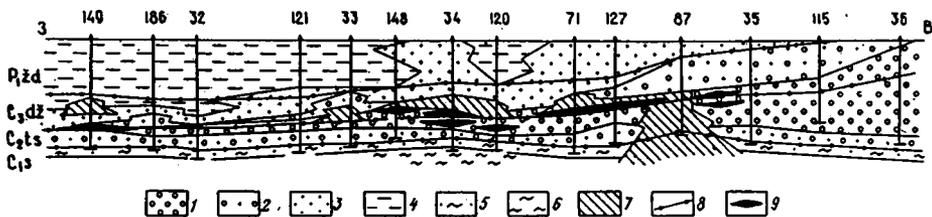
скважин. Следует отметить, что при известной ограниченной возможности наблюдений в керновом материале основные признаки, необходимые для фашиально-ритмоциклического анализа, устанавливаются достаточно уверенно.

Проведенные исследования показали, что отложения верхней половины таскудукской и нижней части джезказганской свит имеют отчетливое ритмичное строение аллювиальной природы. Циклотемы аллювиального типа (средняя мощность 15–20 м) характеризуются достаточно полным и устойчивым составом. Элементы-фашии в пределах циклотем последовательно сменяются от грубозернистых стрежневых через песчанистые прирусловые до глинистых пойменных (см. фиг. 1, скв. Ю-120). Зернистые литологические разности характеризуются крупно- и среднemasштабной косо́й слоистостью. Алевропесчаники и алевроаргиллиты имеют мелкомасштабную косую, косоволнистую слоистость или массивное строение. Обычно устанавливается однонаправленный (потокосый) тип косо́й слоистости, редко — разнонаправленный (перекрестный). Границы циклотем подчеркиваются размывами. Соотношение зернистых и глинистых фаший в составе циклотем примерно равное. При этом в восточном направлении устанавливается некоторое увеличение доли зернистых фаший. Наблюдаемые соотношения, взаимоотношения и текстурные характеристики перечисленных литотипов, а также удовлетворительная выдержанность зернистых слоев по латерали в соответствии с современными представлениями о типах обстановок осадконакопления [7, 8] свидетельствуют о том, что рассматриваемые отложения формировались в условиях меандрирования равнинной реки со смешанным (донным и взвешенным) твердым стоком и равномерным режимом расхода воды. Эта часть разреза продуктивных отложений выделена нами в единую фашиальную подзону, условно названную *аллювиальной*. Известно, что в пределах Джезказганского рудного поля такого рода ритмичностью характеризуется весь разрез отложений таскудукской и джезказганской свит. По-видимому, регрессивный режим в развитии территории региона, сопровождавшийся активной аллювиальной аккумуляцией разнозернистых осадков, в Жаман-Айбатском районе сменился "трансгрессивными" тенденциями раньше, чем в Джезказганском районе.

Характер ритмичности и соотношение фашиальных типов в отложениях низов таскудукской и значительной части разреза джезказганской свит нарушены. Мощность циклотем в каждом отдельном разрезе весьма непостоянная и варьирует от 10 до 30 м и более. В составе циклотем резко уменьшена доля грубозернистых фаший и соответственно увеличена мощность глинистых осадков. Общее количество зернистых осадков составляет от 25 до 50% объема циклотем. Размывы в основании циклотем выражены недостаточно четко. Вероятнее всего, эти отложения формировались в более спокойной гидродинамической обстановке в условиях меандрирующего речного потока с взвешенным твердым стоком и обширными пойменными областями. Они выделены нами в озерно-аллювиальную фашиальную подзону. В пределах Джезказганского рудного поля отложения подобного фашиального облика развиты весьма незначительно.

Выделенные аллювиальная и озерно-аллювиальная подзоны составляют континентальную фашиальную зону озерно-аллювиальной равнины.

В ряде разрезов верхняя часть отложений джезказганской свиты по своему строению существенно отличается от нижележащей толщи. Наблюдаемая здесь ритмичность отложений весьма однообразна и имеет, как правило, двучленное строение. Зернистые фашии составляют от 10 до 25% объема ритма. Резко преобладают озерные фашии, представленные алевролитами и аргиллитами с горизонтально-волнисто- и косоволнисто-слоистыми текстурами или массивным строением. Потокосая фашия представлена косослоистыми алевропесчаниками и мелкозернистыми песчаниками. Очень редко встречаются маломощные прослои плохо отсортированных крупнозернистых песчаников и внутрiformацион-



Фиг. 2. Схематический фациальный разрез Жаман-Айбатской рудоносной площади  
 Континентальная фациальная зона озерно-аллювиальной равнины: 1 — аллювиальная подзона (песчаников 50% и более); 2 — озерно-аллювиальная подзона (песчаников от 25 до 50%).  
 Континентальная фациальная зона мелководных озер и слабых речных потоков: 3 — аллювиально-озерная подзона (песчаников от 10 до 25%); 4 — озерная фациальная подзона (песчаников менее 10%); 5 — субконтинентальная фациальная зона; 6 — субморская фациальная зона; 7 — зона восстановительных условий осадконакопления; 8 — границы свит; 9 — промышленные рудные тела

ных гравелитов. Такая простейшая ритмичность (цикличность?) и фациальные особенности отложений указывают, вероятнее всего, на их формирование в условиях преимущественно озерных бассейнов с временными маломощными потоками. Эта часть продуктивных отложений отнесена нами к аллювиально-озерной фациальной подзоне в составе континентальной фациальной зоны мелководных озер и слабых речных потоков. Следует отметить, что в продуктивных отложениях Джекказганского рудного поля осадки такого фациального облика практически отсутствуют.

Таким образом, фациальный состав продуктивных отложений Жаман-Айбатской площади характеризуется достаточно узким набором фациальных типов отложений континентального фациального комплекса и в целом аналогичен составу одновозрастных образований региона. В отличие от территории Джекказганского рудного поля на рассматриваемой площади отчетливой и равномерной циклической ритмичностью аллювиальной природы обладает только часть разреза отложений таскудукской и джекказганской свит.

Фациальный состав отложений красноцветной верхней пачки серпуховского яруса (которую можно отнести к потенциально продуктивным отложениям для рассматриваемой площади) непостоянен и неоднороден и в целом отражает переходный этап в развитии территории от режима с осадконакоплением в условиях реликтовых морей к континентальному режиму.

Красноцветные отложения жиделисайской свиты, перекрывающие продуктивные, целиком отнесены к фациальной зоне мелководных озер и слабых речных потоков. Здесь можно выделить две подзоны: аллювиально-озерную и озерную. Первая подзона нами уже охарактеризована, так как она развита и в продуктивных отложениях верхов джекказганской свиты. Озерная подзона охватывает большую часть жиделисайской свиты и характеризуется подавляющим развитием тонких осадков (зернистых литофаций до 10%). Алевролиты и аргиллиты имеют горизонтально- и косоволнистые слоистые текстуры или массивное строение. Весьма характерны тонкие прослои гипса и его включения в массу породы. Реже отмечаются включения и пропластки каменной соли. Участки разреза с обильными проявлениями (пропластками, слоями) каменной соли отнесены к фациальной подзоне (фации) солеродных озер.

Проведенное изучение литофациальных особенностей продуктивных, а также подстилающих и перекрывающих их отложений с составлением фациальных разрезов (фиг. 2) позволяет проследить характер размещения и взаимоотношения фациальных зон и подзон и в общих чертах представить эволюцию обстановок осадконакопления на рассматриваемой площади.

Петрохимическая характеристика фациальных подзон красноцветных

Породы	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	MnO	FeO
<i>Озерная фациальная</i>							
Красноцветные алевролиты	1,99	11,86	59,22	1,41	8,98	0,22	1,21
Красноцветные песчаники	1,14	10,82	58,10	1,02	11,70	0,09	0,81
<i>Аллювиально-озерная</i>							
Красноцветные алевролиты	1,91	12,90	61,06	1,77	6,96	0,15	1,33
Красноцветные песчаники	1,16	11,15	63,65	1,11	8,68	0,12	0,98
Сероцветные песчаники	0,94	10,45	64,85	0,83	8,94	0,24	1,16
<i>Озерно-аллювиальная</i>							
Красноцветные алевролиты	1,80	12,45	60,34	1,74	7,51	0,32	1,61
Красноцветные песчаники	1,35	12,49	66,16	1,65	5,27	0,12	1,53
Сероцветные песчаники	0,98	11,40	67,54	0,96	6,72	0,09	
<i>Аллювиальная фациальная</i>							
Красноцветные алевролиты	1,62	13,16	64,16	2,46	4,86	0,13	1,52
Красноцветные песчаники	1,18	12,53	67,15	1,95	5,32	0,12	1,20
Сероцветные песчаники	1,50	12,58	64,73	1,56	6,74	0,36	1,69

Сероцветные карбонатно-терригенные образования серпуховского яруса, фрагментарно изученные рядом скважин, отражают общее представление о сосуществовании в регионе в нижнекаменноугольное время обширного водного бассейна – внутриконтинентального моря. Пестроцветные (главным образом красноцветные) алевропесчанитые (с единичными линзами и прослоями органических известняков) отложения верхов серпуховского яруса характеризуют завершающий этап смены морских фаций континентальных и начальный этап регионального красноцветного седиментогенеза аллювиального типа. Эта субконтинентальная фациальная зона имеет небольшую (в среднем 70 м) мощность с тенденцией к увеличению в восточном и, вероятно, южном направлениях.

В средне- и верхнекаменноугольное время накопления собственно продуктивных отложений рассматриваемая площадь представляла собой часть обширнейшей озерно-аллювиальной равнины с западным (юго-западным) стоком. Главным и практически единственным аккумулятором осадков являлась (являлись) активно меандрирующая река (реки) общей "блуждающей" русловой системы. В зависимости от активности орогенных процессов в регионе менялись гидродинамический режим рек и их миграционная способность, что отражалось на составе и строении осадков.

(в том числе продуктивных) отложений Жамая-Айбатской площади (средние значения, %)

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Cl	Ba	Sr	$\frac{\text{FeO}}{+\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$	C <sub>орг</sub>
<i>подзона</i>										
2,28	2,98	1,58	0,15	0,10	0,08	3,50	0,53	4,51	0,80	0,06
2,01	2,87	5,39	0,27	0,13	0,17	2,81	0,40	10,26	1,31	
<i>фациальная подзона</i>										
2,78	2,68	0,92	0,11	0,12	0,14	4,11	0,48	3,64	1,17	0,09
1,91	2,77	2,06	0,14	0,11	0,21	2,89	0,51	7,48	1,91	0,06
1,03	2,55	3,25	0,23	0,21	0,42	2,19	1,13	9,51	2,00	
<i>фациальная подзона</i>										
2,80	2,83	1,67	0,14	0,03	0,12	4,41	0,58	4,17	4,00	0,05
2,54	2,85	0,64	0,21	0,09	0,14	4,07	0,60	3,90	1,56	0,06
	2,55	0,27	0,27	0,12	0,10	2,77		6,86	0,83	0,04
<i>подзона</i>										
2,99	2,33	0,07	0,12	0,02	0,04	4,51	0,51	3,00	2,00	-
2,42	2,54	0,36	0,45	0,11	0,07	3,62	0,50	4,51	0,64	0,08
1,12	2,64	0,22	0,24	0,09	0,15	2,81	1,51	4,49	1,87	0,07

К концу верхнекаменноугольного времени активность тектонических движений снизилась и начали проявляться "трансгрессивные" тенденции. В раннепермское время ландшафт приобрел облик очень выположенной равнины. Аккумулятивная деятельность рек резко уменьшилась. Осадкообразование происходило в условиях мелководных озерных бассейнов и слабых речных потоков. Режим расхода воды рек имел преимущественно импульсивный характер при общем значительном преобладании взвешенного твердого стока. Миграция русел была ограничена, а образуемые ими песчаные залежи оказались маломощными и невыдержанными в плане. Межрусловые пространства полностью обводнялись в паводковый период и чаще всего представляли собой систему озер пойменного, остаточного, а в западной части площади, вероятно, и постоянного типа. Преобладающая "закрытость" озер предопределяла превышение процессов испарения над притоком (сток и атмосферные осадки) и обуславливала осаждение гипса и соли.

В позднепермское время (кенгирская свита) рассматриваемая площадь, как и весь регион, была охвачена единым водным бассейном, формирующим мощные сероцветные существенно карбонатные осадки фаций озеро - "море". Глинистый пестроцветный разрез ушбулакского горизонта (свиты) по своему литолого-

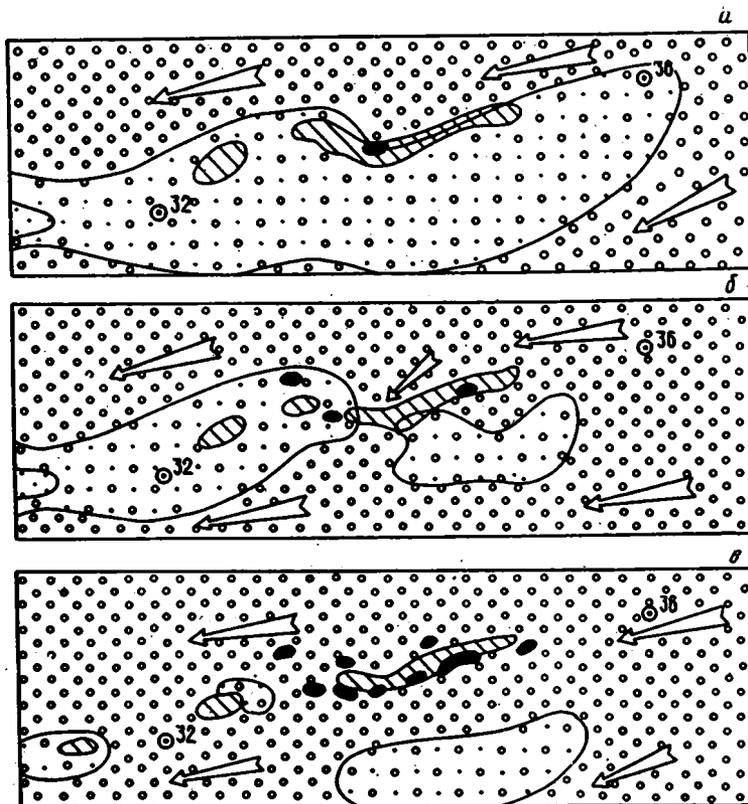
фациальному облику является переходным и завершает собой региональный этап континентального красноцветного седиментогенеза.

Характеризуя в целом изменчивость и взаимоотношение выделенных нами в красноцветных терригенных отложениях фациальных зон и подзон, следует отметить, что они не имеют строгих границ, глубоко проникают друг в друга, нередко пересекая стратиграфические границы. Проведенные исследования позволили установить определенные закономерности смены фациальных типов по латерали. Так, с востока на запад для каждой из свит установлена смена фациальных подзон от аллювиальных (озерно-аллювиальных) до аллювиально-озерных и преимущественно озерных (см. фиг. 2). Эта картина подчеркивает общую закономерность в изменении фациальных условий осадконакопления в направлении от бортовой части впадины к внутренним областям и указывает на положение области сноса обломочного материала. Смена фациальных подзон снизу вверх по разрезу отражает общий для рассматриваемого района регрессивный цикл седиментации.

В таблице приведена петрохимическая характеристика фациальных подзон, выделенных нами в красноцветных терригенных (в том числе продуктивных) отложениях площади. Следует сразу отметить, что контрастных отличий в составе пород различных фациальных подзон нет. Это объясняется единой областью сноса обломочного материала и близостью условий седиментации. Однако наблюдается некоторая дифференциация ряда химических элементов и их соединений. Так, в последовательном вертикальном ряду смены фациальных подзон от аллювиальной до озерной во всех красноцветных породах достаточно отчетливо устанавливается увеличение содержания бария, стронция и отношения оксидов кальция и магния. По мнению ряда исследователей [12, 13], эти показатели весьма характерны для аридных ландшафтов и закономерно увеличиваются вместе с повышением степени аридизации климата. Вероятно, об этом же свидетельствует повышение карбонатности и сульфатности пород.

Таким образом, большая часть отложений континентального фациального комплекса (в том числе продуктивные отложения) накапливалась в условиях субэвразальной обстановки и резко аридного климата. При высокой карбонатности породы характеризуются значительным преобладанием окисного железа над закисным (см. таблицу), что и определяет красноцветную окраску пород. Глинистые осадки исключительно красноцветные. Песчаники нередко имеют сероцветную окраску. Причем количество суммарного железа в сероцветных песчаниках (2–2,5%) в 1,5–2 раза меньше, чем в их красноцветных аналогах (3–4%) и глинистых разностях (4% и более). На контактах сероцветных песчаников и красноцветных алевроаргиллитов наблюдается зеленая кайма оглеения. Эти факты, вероятно, указывают на вторичность сероцветной окраски песчаников.

Особое место в рассматриваемом фациальном комплексе занимают отложения, сформированные в условиях восстановительной обстановки. К ним относятся зелено-, серо- и темноцветные алевроаргиллиты и песчаники. В зернистых разностях обычно рассеяна мелкая пиритовая сыпь. В алевроаргиллитах чаще отмечаются крупные идиоморфные кристаллы пирита или его стяжения округлой формы. Темноцветная окраска пород обусловлена наличием органического вещества. Причем его содержание на порядок выше (до первых процентов), чем в красноцветных породах и серых песчаниках эпигенетической окраски. Суммарное содержание закисных и окисных форм железа во всех литологических разностях примерно такое же, как и в их красноцветных аналогах. Эти особенности позволяют считать, что рассматриваемые отложения накапливались в водных восстановительных условиях и имеют первичную окраску. Обстановка образования этих отложений названа нами зоной восстановитель-

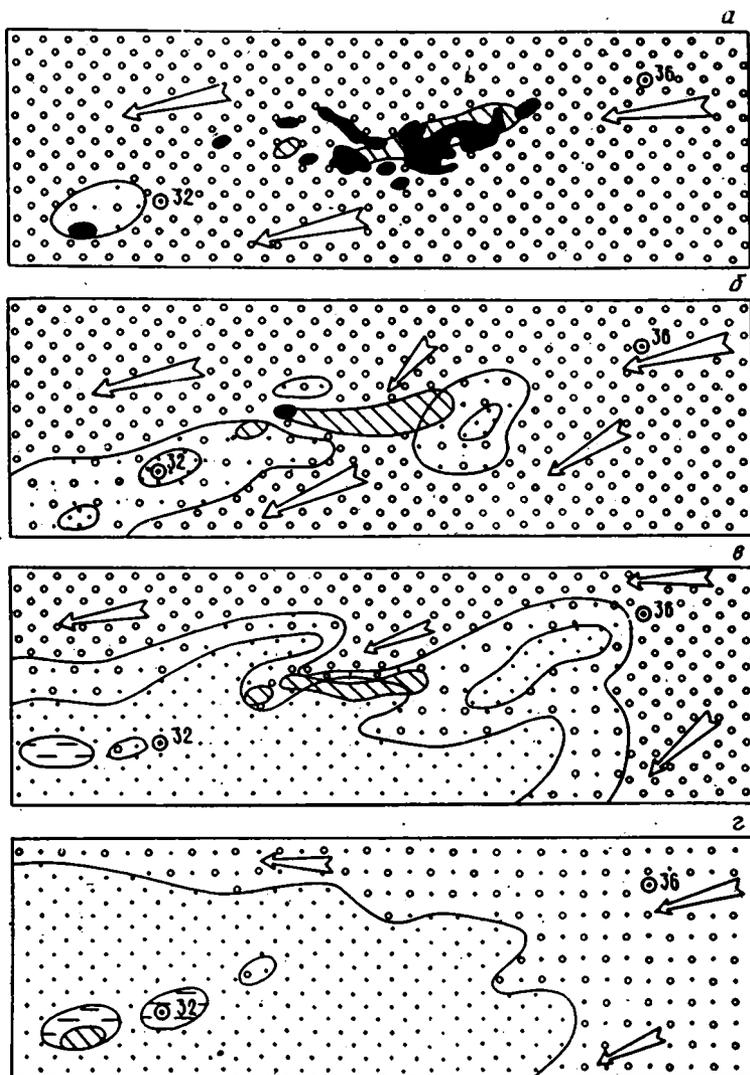


Фиг. 3. Фациальные схемы первого (а), второго (б) и третьего (в) рудоносных горизонтов таскудакской свиты Жаман-Айбатского месторождения. Стрелкам: показаны основные направления русловых потоков. Цифры в кружке — номера скважин. Остальные условные обозначения см. фиг. 2

ных условий. Подобные отложения развиты в разрезах продуктивных отложений как джезказганской, так и таскудукской свит и встречаются в областях развития всех фациальных подзон континентального фациального комплекса. Они слагают довольно крупную и сложно построенную линзу первично-сероцветных пород в центральной части площади (см. фиг. 2). На восточном фланге линза имеет максимальный вертикальный размах и непосредственно примыкает к сероцветным отложениям серпуховского яруса. В западном направлении она смещается вверх по разрезу, охватывая лишь нижнюю половину джезказганской свиты. В плане линза первично-сероцветных пород имеет вытянутую вдоль оси Жаман-Айбатской антиклинали форму. Подобных отложений в продуктивной толще Джезказганского рудного поля не отмечается. Образование таких литофаций на Жаман-Айбатской рудоносной площади авторы связывают с влиянием нижнекаменноугольных газовой-жидких сероводородно-битумных флюидов, проникающих в бассейн седиментации.

С целью обстоятельного изучения обстановок формирования продуктивных отложений Жаман-Айбатского месторождения, а также анализа взаимосвязи оруденения и фациальных типов отложений нами построены погоризонтные фациальные схемы месторождения (фиг. 3, 4). В целом картина представляется следующей.

Во время накопления осадков первого рудоносного горизонта (основание



Фиг. 4. Фациальные схемы четвертого (а), пятого (б), шестого (в) и девятого (г) рудоносных горизонтов джезказганской свиты Жәман-Айбатского месторождения. Условные обозначения см. фиг. 2 и 3

таскудукской свиты) практически вся рудоносная площадь представляла собой относительно приподнятую область, унаследованную от нижнекаменноугольного палеоподнятия. Несколько трансформируясь в своем последующем развитии, она определяла в целом формирование конседиментационной Жаман-Айбатской брахиантиклинали и регулировала процессы осадконакопления. В это время русловые потоки огибали приподнятую область, формируя осадки аллювиальной фациальной подзоны. Межрусловое пространство, вероятно, испытывало значительное влияние русел, особенно в паводковые периоды. В основном же оно представляет собой пойменную область. Можно предположить, что река (реки) была извилистого типа, слабемеандрирующая, с невысокой скоростью миграции в южном направлении. Зона с восстановительными

условиями осадконакопления располагались в северной части площади, имела узко вытянутую в субширотном направлении форму и зарождалась вдоль тектонически ослабленной зоны палеоподнятия, предрасположенной в дальнейшей геологической истории к флексурно-разрывным деформациям. Оруденение рассматриваемого горизонта в виде единственного небольшого размера рудного тела расположено в области сопряжения аллювиальной и озерно-аллювиальной фациальных подзон и зоны восстановительных условий.

Время накопления осадков второго рудоносного горизонта характеризуется сужением и разделением на две части междуруслового участка. Русловые потоки активно соединялись через центральную часть площади. Зона с восстановительными условиями осадконакопления практически не изменила своего положения. Наблюдаемый ряд небольших рудных тел и участков бедного оруденения располагается как в аллювиальной, так и в озерно-аллювиальной фациальных подзонах.

Во время формирования осадков третьего рудоносного горизонта (верхняя часть таскудукской свиты) характер русловых потоков отличался более активным режимом расхода воды. Области преимущественно паводкового затопления сохранились лишь в южной (юго-восточной) части площади и, фрагментарно, на западе. Первично-сероцветные литофации образовывались как на том же участке, так и на локальных участках в западной части площади. Оруденение горизонта представлено рядом рудных тел, в основном небольших размеров и достаточно обширными участками развития бедных руд. Оруденение расположено в пределах аллювиальной фациальной подзоны.

Время накопления отложений четвертого рудоносного горизонта (основание джезказганской свиты) характеризуется максимальной аккумулятивной деятельностью речного потока. Это был мощный активно мигрирующий поток со значительной частью донного твердого стока в виде крупнообломочного материала. На всей рассматриваемой площади формировалась аллювиальная фациальная подзона, за исключением локального участка на западе, испытывающего некоторое поднятие. Область формирования первично-сероцветных пород расширилась в плане и несколько сместилась к югу. Четвертый горизонт несет основное промышленное оруденение месторождения.

Начиная с пятого рудоносного горизонта обстановка осадконакопления меняет свою картину. На площади вновь проявляется общее поднятие, но уже со значительным смещением эпицентра к западу. Зона восстановительных условий седиментации также смещается к западу. Наблюдаемое небольшое рудное тело и участки бедного оруденения располагаются преимущественно в аллювиальной фациальной подзоне.

Во время формирования осадков шестого рудоносного горизонта область относительного поднятия захватывает уже практически всю рудоносную площадь. Здесь отлагаются осадки преимущественно аллювиально-озерной подзоны. Русловые готки небольшой мощности огибает площадь. Область формирования первично-сероцветных пород резко сужается по площади, смещаясь еще более к западу. Небольшие участки бедного оруденения размещаются в озерно-аллювиальной и аллювиально-озерной фациальных подзонах.

Время накопления отложений девятого горизонта (верхняя часть джезказганской свиты) характеризуется также преобладающим развитием аллювиально-озерной обстановки седиментации. Система пойменных озер периодически "омывалась" паводковыми водами и "разрезалась" аллювиальными потоками небольшой мощности. В западной части площади небольшие озера имели, вероятно, постоянный характер. Осадки озерно-аллювиальной фациальной подзоны формировались лишь в крайней северной, восточной и юго-восточной частях площади. Первично-сероцветные породы образовывались только в узко-локальной зоне озерных отложений на западе площади. Бедное оруденение

известно в области развития аллювиально-озерной и озерной (в сопряжении с первично-сероцветными литофациями) фациальных подзон.

Рассмотренные литофациальные особенности продуктивных отложений Жаман-Айбатской площади не дают оснований сделать категорический вывод о строгом фациальном контроле оруденения. В то же время устанавливается четкая приуроченность основного промышленного оруденения к аллювиальной фациальной подзоне, характеризующейся значительными мощностями и хорошей выдержанностью по латерали зернистых частей циклотем (ритмов). Лишь отдельные мелкие рудные тела отмечаются в области развития озерно-аллювиальной фациальной подзоны. Внешне в плане создается впечатление о контроле оруденения линзой первично-сероцветных пород. Действительно, территориально она нередко совмещается в плане с оруденелыми участками. Однако в разрезе этих отложений промышленные руды, за редким исключением, отсутствуют. Вероятно, ее кажущееся рудоконтролирующее значение следует объяснить закономерным структурным положением и связью с процессом образования сероводородного барьера. Последние же факторы сами по себе являются важными рудо локализирующими. Возвращаясь к фациальному контролю оруденения, необходимо добавить, что промышленное оруденение в разрезе аллювиальных циклотем локализуется в их наиболее зернистой нижней части – в русловых фациях.

\* \* \*

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы.

Продуктивные красноцветные отложения Жаман-Айбатского месторождения являются типичными континентальными отложениями. Они формировались в условиях выположенной предгорной озерно-аллювиальной равнины аридной климатической зоны. Значительная часть продуктивных отложений обладает четкой ритмичностью (циклическостью) аллювиальной природы. Аллювиальные циклотемы характеризуются последовательной сменой (снизу вверх) грубообломочных стрежневых литофаций через песчаные прирусловые до глинистых пойменных. В верхней части продуктивных отложений (верхняя половина джезказганской свиты) преобладают озерные фации.

Промышленное оруденение месторождения контролируется отложениями аллювиальной фациальной подзоны, характеризующимися отчетливой циклическостью, примерно равным соотношением зернистых и глинистых литофаций в циклотемах, хорошей выдержанностью по латерали зернистых частей циклотем. Собственно рудные тела локализируются в русловых литофациях.

Благоприятная фациальная обстановка не является единственно достаточной для локализации оруденения. Одним из важнейших факторов рудо локализации является палеоструктурный [2].

#### Список литературы

1. Богданов Ю.В., Бурьянова Е.З., Кутырев Э.И. и др. Стратифицированные месторождения меди СССР. Л.: Недра, 1973. 312 с.
2. Глыбовский В.О. Вероятная схема образования медистых песчаников Жаман-Айбатской рудоносной площади // Геолого-генетические особенности месторождений цветных и черных металлов Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1990. С. 38–45.
3. Голубовский В.А. Формационный анализ сложных регионов. М.: Недра, 1983. 212 с.
4. Дружинин И.П. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 1. С. 108–124.
5. Дружинин И.П. Закономерности циклического строения пестроцветных отложений джезказганской свиты // Изв. вузов., геология и разведка. 1964. № 9. С. 3–16.

6. Литвинович Н.В., Голубовская Т.Н., Голубовский В.А. и др. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана. М.: Недра, 1974. 184 с.
7. Рединг Х.Г., Коллинсон Д.Ж., Аллен Ф.А. и др. Обстановки осадконакопления и фации. Т. I. М.: Мир, 1990. 351 с.
8. Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
9. Сочава А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.
10. Тажибоева П.Т. К литологии джезказганской серии пород // Большой Джезказган. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. С. 150—164.
11. Шаниер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
12. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 275 с.
13. Янов Э.Н. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе // Сов. геология. 1980. № 1. С. 66—73.
14. Allen J.R.L. Fine upward cycles in alluvial succession // J. Geol. 1965. V. 4. Pt 2. P. 229—246.
15. Allen J.R.L. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coar-member composition and interpretation // J. Sediment. Petrol. 1970. V. 40. № 1. P. 298—303.

Казахский научно-исследовательский  
институт минерального сырья,  
Алма-Ата

Поступила в редакцию  
19.VI.1991

УДК 553.329(234.82)

© 1992 Платонов Е.Г., Повышева Л.Г., Устрицкий В.И.

**О ГЕНЕЗИСЕ КАРБОНАТНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД  
ПАЙ-ХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО РЕГИОНА**

Статья посвящена описанию месторождения карбонатных марганцевых руд Новоземельского региона, одного из крупных марганценосных бассейнов России. Рассмотрение палеотектоники региона, фаций и геохимии позднепалеозойских отложений позволило выделить факторы, обусловившие образование этого объекта, и предложить новую гипотезу формирования марганцевых руд.

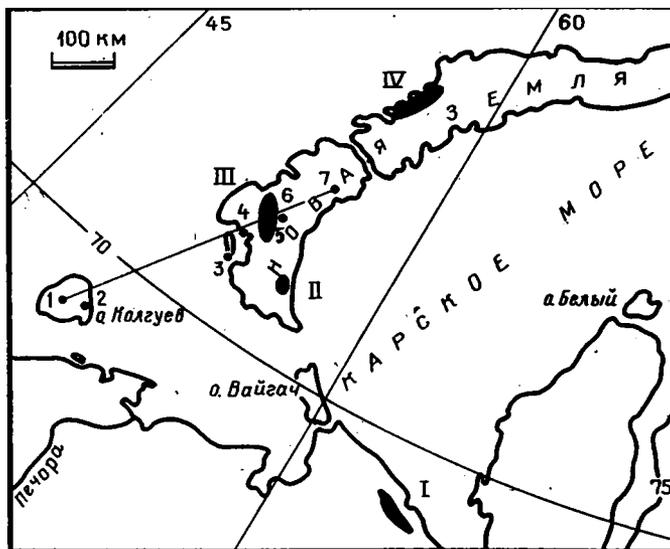
Карбонатные марганцевые руды были обнаружены на Новой Земле в 1977 г. При проведении геологостемочных работ в Рогачевско-Северо-Тайнинском районе (фиг. 1) Л.Г. Повышевой определен родохрозит, принимавшийся ранее за доломит или анкерит. Уже в 1978 г. было установлено широкое распространение карбонатных марганцевых руд в нижнепермских отложениях этого региона и начались целенаправленные поисково-оценочные и специализированные литолого-стратиграфические работы, в которых кроме авторов настоящей статьи принимал участие большой коллектив геологов Западно-Арктической партии ПГО Севморгеология под руководством Л.Г. Павлова (В.Ф. Ильин, Д.Ф. Шульга, Р.А. Щеколдин, И.К. Ермолаев, Ю.М. Симонов, Е.К. Вояковский, Н.Н. Соболев и др.). В результате были выявлены Колодковский и Сульменевский районы развития марганцевых руд (см. фиг. 1) и детально изучен наиболее крупный (а может быть, просто лучше обнаженный и целиком сохранившийся от размыва) Рогачевско-Северо-Тайнинский район. В 1981 г. В.С. Рогов [12, 14] на Пай-Хое на том же стратиграфическом уровне обнаружил высокомарганцовистые (до 15% Mn) кремнисто-карбонатные породы. Все перечисленные районы принадлежат к единому Пай-Хойско-Новоземельскому марганценосному бассейну, длина которого достигает 900 км, а мощность марганценосной толщи – 160 м. Суммарная мощность собственно рудных пластов составляет 20–72 м.

Ресурсы марганца в этом гигантском, едва ли не крупнейшем в мире бассейне составляют несколько десятков миллиардов тонн, однако все они представлены кремнисто-карбонатными породами, содержание  $MnO + MnO_2$  в которых не превышает 25%, а обычно колеблется от 15 до 20%. Низкие содержания и трудная обогатимость руд привели к тому, что работы в бассейне прекращены. Полученные в процессе работ материалы и являются основой настоящей статьи.

Геологии бассейна посвящен ряд работ [2–5, 12–15]. Подробные данные по Новой Земле есть в работах С.В. Вояковского [2, 3], по Пай-Хою – в работе В.С. Рогова [14]. В связи с этим ограничимся лишь краткими сведениями по геологии региона и строению марганценосной толщи, необходимыми для понимания условий ее образования.

**ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ  
ПАЙ-ХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО РЕГИОНА**

Регион сложен преимущественно осадочными породами палеозоя и раннего триаса общей мощностью более 10–12 км. Вулканиты (базальты и их туфы) есть лишь в верхнем девоне. Существенная примесь туфогенного материала присут-



Фиг. 1. Схема расположения марганценосных районов и опорных разрезов

I–IV – районы (I – Пайхойский, II – Колодкинский, III – Рогачевско-Северо-Тайнинский, IV – Сульменевский), 1–7 – разрезы (см. фиг. 2 и 3): 1 – скв. Ижимка-Таркская, 2 – скв. Песчаноозерская, 3 – м. Костин Нос, 4 – п-ов Выпуклый, 5 – руч. Марганцевый, 6 – руч. Посудный, 7 – р. Красная

ствуует в терригенных породах на границе перми и триаса. Характернейшей особенностью региона является развитие мелководных отложений на западе и глубоководных на востоке [18], т.е. структуры Новой Земли и Пай-Хоя сформировались на континентальном склоне палеозойского океана. Если на западе значительная часть разреза сложена терригенными осадками и есть перерывы в осадконакоплении, то на востоке последние отсутствуют и разрез непрерывен. Поднятия, являющиеся источником сноса терригенного материала, на протяжении почти всего палеозоя располагаются к западу и северо-западу от Новой Земли. Количество терригенного материала, сносимого с этих поднятий, постепенно уменьшается и в позднем палеозое, с которым связано марганценонакопление, приносит терригенного материала минимален.

Обстановка коренным образом меняется в начале поздней перми, когда в бассейн начинает поступать огромное количество терригенного материала с юга и востока, со стороны воздымающихся герцинид Урала, Западно-Сибирской низменности и Таймыра. В течение поздней перми бассейн заполняется и триасовые отложения являются уже континентальными.

Все породы согласно дислоцированы в период киммерийской складчатости в конце триаса – начале юры, когда были сформированы три крупных кулисообразно расположенных антиклинория (Пай-Хойский, Южно- и Северо-Новоземельский). В это время значительная часть марганценосных осадков была размыва Западного крыла антиклинориев осложнено серией надвигов, наиболее интенсивных на севере Новой Земли и на Пай-Хое. Сами антиклинории и их восточные крылья дислоцированы менее интенсивно. Здесь преобладают довольно простые складки с углами падения 30–50°, осложненные мелкими разрывами. На крыльях таких складок обычно удается составить полные разрезы марганценосных отложений. Хорошо обнаженные разрезы по рекам, текущим

в основном вкрест простираения пород, и наличие ряда скважин позволяют надежно установить характер фациальных изменений и, таким образом, подойти к выяснению условий образования рудоносных горизонтов и условий их формирования.

### ХАРАКТЕРИСТИКА МАРГАНЦЕНОСНОГО БАССЕЙНА

Как уже отмечалось выше, при общей длине марганценосного бассейна около 900 км, карбонатные руды марганца установлены в четырех регионах (см. фиг. 1). На тщательно исследованном Пай-Хое [12–15] пласты карбонатных руд отсутствуют, а содержание марганца в кремнисто-карбонатных линзах не превышает 15%, что связано с увеличением приноса терригенного материала с уралид. В Колодкинском и Сульменевском районах находятся пласты карбонатных руд, однако количество их меньше, а изученность значительно слабее, чем в основном Рогачевско-Северо-Тайнинском районе, материалы по которому и служат основой статьи.

Марганценосные породы, ранее [2, 3] выделявшиеся в качестве средней подсвиты соколовской свиты, при последующих исследованиях обособлены в самостоятельную казаркинскую свиту. Наиболее продуктивна ее верхняя подсвита. Бентосной фауны в ней нет, однако обнаружены конодонты позднего карбона и ассельского яруса перми, что и определяет ее возраст.

Площадь развития марганценосной формации в Рогачевско-Северо-Тайнинском районе представляет вытянутый в северо-северо-западном – юго-юго-восточном направлении овал размером 50×30 км. На северо-северо-западе марганценозные породы погружаются под более молодые, верхнепермские и, вероятно, продолжают под ними далее на северо-запад. В других направлениях достоверно установлены сокращение и постепенное исчезновение марганценосных пород в связи с фациальными изменениями (см. ниже), которые могут надежно фиксироваться благодаря наличию ряда полных разрезов как в естественных обнажениях, так и в буровых скважинах.

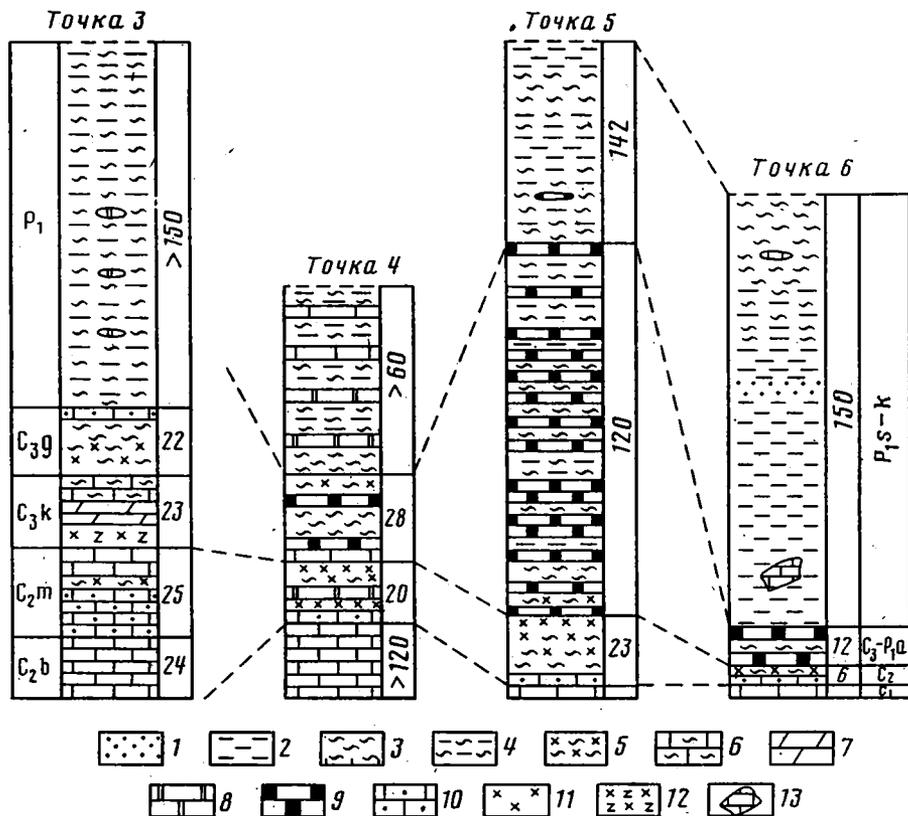
Серия разрезов, ориентированная вкрест простираения фациальных зон с юго-запада на северо-восток, показана на фиг. 2. В типичном разрезе центральной части участка, наиболее богатой марганцевыми рудами (руч. Марганцевый, т. 5, см. фиг. 2), казаркинская свита имеет двучленное строение.

Нижняя подсвита мощностью 25–75 м сложена в основном черными аргиллитами, часто кремнистыми, иногда углеродистыми. Присутствуют прослои и линзы кремнистых известняков, фтанитов, линзы калькаренигов. В отдельных прослоях есть масса круглых, диаметром 1–4 см, фосфатных конкреций. В самых верхах проявляются прослои родохрозит-кремнистых пород. Возраст подсвиты условно, по положению в разрезе, определяется как средний карбон.

Основным рудоносным горизонтом является верхнеказаркинская подсвита, мощность которой колеблется от 120 до 160 м. Она представляет ритмичное переслаивание кремнистых родохрозитов и черных или темно-серых аргиллитов, алевритистых или кремнистых.

Возраст верхней подсвиты определяется по конодонтам как верхнекаменноугольный нижнепермский, достоверно ассельский, но, возможно, что самые верхи свиты могут быть уже нижеартинскими. Мощность прослоев кремнисто-родохрозитовых пород колеблется от 5 до 20 см. Максимально насыщена рудными прослоями средняя часть подсвиты, в нижней и верхней частях количество их постепенно убывает и они становятся тоньше. Суммарная мощность рудных прослоев колеблется от 20 до 32 м.

Рудные прослои на свежем изломе имеют серый, светло-серый, розовато-серый цвет с черной, сине-черной пленкой на поверхности выветривания. Породы очень плотные, с криптозернистой структурой и массивной, тонкопо-



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов среднекаменноугольных - нижнепермских отложений на Южном острове Новой Земли

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты и известковистые аргиллиты; 4 - глинистые алевролиты; 5 - кремнистые аргиллиты; 6 - известняки и глинистые известняки; 7 - доломиты; 8 - карбонаты Ca-Fe-Mg-Mn-состава; 9 - карбонатные и кремнисто-карбонатные руды марганца; 10 - калькарениды; 11 - кремнистые породы; 12 - углеродисто-кремнистые породы; 13 - обломки органических известняков (олистолиты)

лосчатой или линзовидно-полосчатой текстурой. Рудные слои сложены карбонатами марганца в тонком сростании с кварцем. Карбонаты марганца представлены родохрозитом, манганокальцитом, кутнагоритом, манганосидеритом, марганцовистым кальцитом. В зависимости от соотношения марганца и кремнезема руды делятся на родохрозит-кремнистые ( $MnO + MnO_2$  от 14,33 до 22,21%;  $SiO_2$  от 37,2 до 57,30%) и кремнисто-родохрозитовые ( $MnO + MnO_2$  от 22,0 до 35%;  $SiO_2$  от 28,65 до 39,40%). В качестве незначительной примеси в рудах присутствует кварц и плагиоклаз алевроитовой размерности (до 10-15%), растительный детрит, чешуйки слюды и хлорита, радиолярии (до 20-30% в некоторых прослоях). Остаточный углерод колеблется в пределах 0,2-2,68%; содержание  $P_2O_5$  - от 0,05 до 0,15%.

Как видно из изложенного, руды высококремнистые и малофосфористые. В северо-восточном направлении (точка 6) мощность рудоносной части разреза резко сокращается в результате как уменьшения количества и мощности рудных прослоев, так и почти полного исчезновения терригенного материала. В этой части разреза преобладают зеленатые и темно-серые фтаниты, часто с многочисленными остатками радиолярий.

В юго-западном направлении на п-ове Выпуклом (точка 4) мощность пород также сокращается. Родохрозитовые кремнистые породы постепенно исчезают и разрез здесь представлен переслаиванием мергелей или глинистых известняков с черными аргиллитами, содержащими повышенные (до 10%) количества марганца.

В крайнем юго-западном разрезе на мысе Костин Нос (точка 3), расположенном еще в 50 км юго-западнее, никаких признаков марганца нет вообще. Разрез сложен здесь монотонными черными глинистыми сланцами с линзами криноидных известняков и редкими прослоями глинистых известняков, алевролитов и песчаников.

Из изложенного материала следует:

1. Марганценакопление происходит в полосе северо-западного (т.е. параллельного структурам Новой Земли) простирания шириной около 30 км.
2. На северо-востоке марганценозные породы замещаются кремнистыми.
3. На юго-западе они постепенно замещаются терригенно-карбонатными породами, главным образом мергелями.
4. Осадконакопление во всех зонах является конденсированным, скорость его колеблется от 5 до 1 м/млн лет.

#### **ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-САКМАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО ОСТРОВА НОВОЙ ЗЕМЛИ, О-ВА КОЛГУЕВА И ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ОБЛАСТИ**

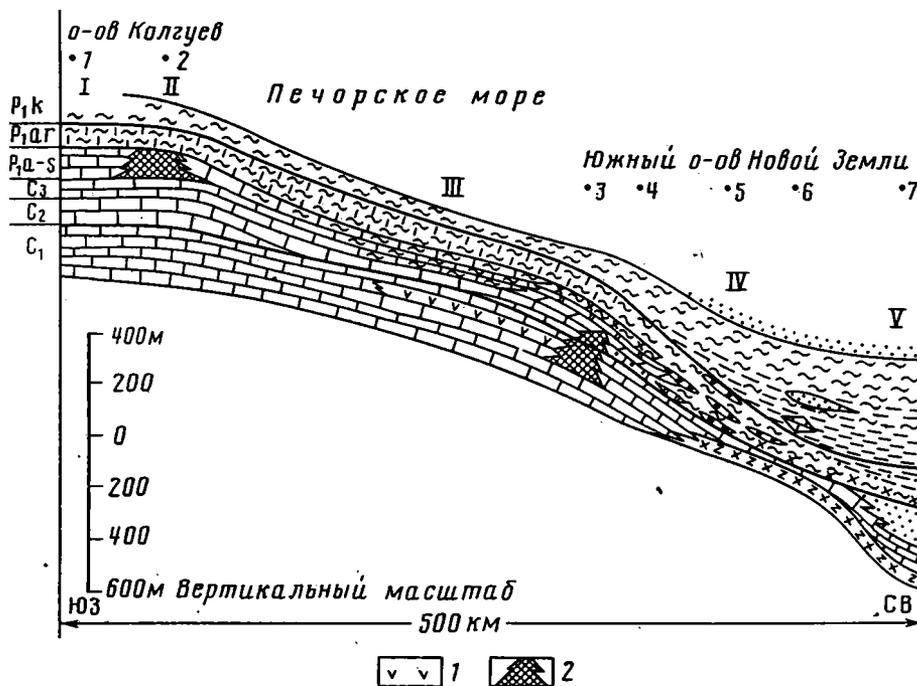
Для того чтобы понять положение марганценозной формации в фациальном ряду, построен профиль каменноугольных и нижнепермских отложений вкрест простирания структурно-фациальных зон по линии о-в Колгуев – Южный остров Новой Земли (фиг. 3). Концы его базируются на прямых данных по скважинам о-ва Колгуев и разрезам Новой Земли, средняя часть основана на расположенных южнее скважинах Тимано-Печорской области, снесенных севернее в Печорское море, на линию профиля. Как видно на нем, в раннем и начале среднего карбона на о-ве Колгуев, в Печорском море и на западе Новой Земли развиты типично платформенные мелководные органогенные известняки и даже гипсы. Край платформы маркируется зоной барьерных рифов, восточнее которых отлагались уже пелитоморфные известняки склона, а ниже – глинисто-кремнистые породы. Подножие склона фиксируется зоной кварцевых песчаников (точка 7).

В позднем карбоне происходит опускание края платформы, в связи с чем зона рифов смещается на 200 км юго-западнее (на о-в Колгуев), а непосредственно восточнее начинается уже склон бассейна. Для времени основного марганценакопления, т.е. позднего карбона – низов перми с юго-запада на северо-восток намечаются следующие фациальные зоны (см. фиг. 3):

I. Светлые брахиоподово-криноидные известняки, развитые на большей части о-ва Колгуев (шельф). Мощность 150–200 м.

II. Мшанково-водорослевые рифы, вскрытые скважинами в восточной части о-ва Колгуев и являющиеся продолжением зоны таких же рифов в Тимано-Печорской области. Мощность неясна.

III. Зеленовато-серые мергели, на западе с прослоями известняков, на востоке – аргиллитов, выделяющиеся в Тимано-Печорской области под названием сезымской свиты. Последняя относится обычно к низам перми, однако в свете последних данных [15], вероятно, охватывает и весь (или почти весь) верхний карбон. Бентосная фауна, довольно богатая, хотя и малорослая, угнетенная на западе, на востоке резко беднеет, а на Южном острове Новой Земли до сих пор не обнаружено ни одной раковины этого возраста. В восточных разрезах появляются включения пирита. Мощность свиты, составляющая на западе Тимано-Печорской области 80–100 м, на восток постепенно уменьшается до 20–30 м,



Фиг. 3. Схематический фациальный профиль каменноугольных и нижнепермских отложений по линии о-в Колгуев — Южный остров Новой Земли  
 1 — ангидриты; 2 — органогенные постройки. Жирными линиями выделен уровень марганцenaкопления. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

а в отдельных разрезах до 8 м. Обеднение бентосной фауны, сокращение мощности карбонатных отложений и появление пирита, несомненно, связаны с увеличением глубины бассейна. Очевидно, что мергели формировались на его западном борту или склоне. Резкое уменьшение мощности, происходящее в результате сокращения карбонатного материала, может свидетельствовать либо о положении осадков в зоне частичного растворения карбоната, т.е. лизоклина, либо о приближении к зоне застойных вод без свободного кислорода.

IV. Зона накопления карбонатных марганцевых руд, относящаяся к средней части склона; характеристика ее дана в предыдущем разделе.

V. Зеленоватые кремнистые породы с остатками радиолярий, переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами, связанные с предыдущей зоной постепенными переходами и отлагавшиеся ниже по склону. Подножие склона фиксируется появлением пачек косослоистых алевролитов (контуритов?), выделяющихся в качестве талбейхской свиты.

Из рассмотрения профиля очевидно, что формирование карбонатных марганцевых руд происходило в средней части склона бассейна, гипсометрически ниже зоны отложений известняков и выше зоны накопления кремнистых пород при ничтожном приносе терригенного материала.

Как показано в работе [11], глубина пермского новоземельского бассейна составляла около 5 км. Формирование марганцевых руд, очевидно, происходило на глубинах 1,5–3 км.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПАЙ-ХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО РЕГИОНА В СРЕДНЕМ — ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Морской бассейн, захватывавший Пай-Хой, Новую Землю и южную часть Карского моря, в среднем палеозое являлся непосредственным продолжением Уральской геосинклинали, или Уральского океана [22, 23]. Складчатые структуры Пай-Хоя и Новой Земли возникли на месте западного борта бассейна или континентальном склоне этого океана. Западнее, на территории Тимано-Печорской области и Приновоземельской части Баренцева моря, время от времени возникали поднятия, поставлявшие в бассейн терригенный материал. Такие же поднятия были и севернее Новой Земли [8]. С северо-востока ограничением бассейна являлся так называемый Северо-Сибирский порог [9], соединявший это поднятие с западным концом Северо-Таймырской суши и разделявший Южно- и Северо-Карский бассейны. Все перечисленные положительные структуры образовывали жесткий каркас, насколько можно судить по имеющимся данным, не претерпевший существенных деформаций до конца фанерозоя. Таким образом, Южно-Карский бассейн в среднем палеозое представлял залив Уральского океана, открытый на юг и юго-восток в современных координатах или на восток и северо-восток — в палеозойских.

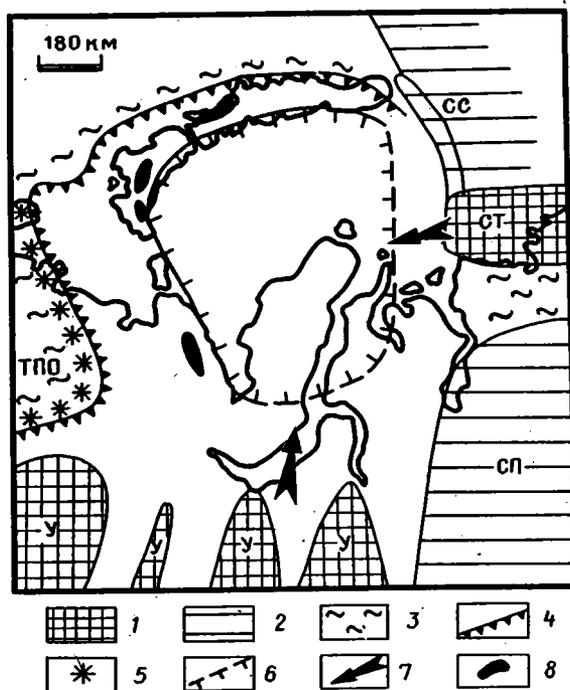
Ситуация коренным образом изменилась в позднем палеозое. По мере того как Сибирская платформа приближалась к своему современному положению, между нею и Русской платформой (на западе) и Северо-Таймырской зоной (на севере) начинают формироваться герцинские складчатые зоны и орогены. Уже в среднем карбоне исчезают остатки морского режима на юге Западной Сибири. В это же время закрывается океанический бассейн на Таймыре, хотя мелководный пролив здесь сохраняется до артинского века.

Таким образом, уже в конце среднего карбона северная часть палеозойского Уральского океана оказывается в значительной степени изолированной (фиг. 4). Здесь возникает Южно-Карский остаточный океанический бассейн глубиной не менее 5 км [11]. Связь его с Мировым океаном происходит лишь через узкий пролив на Таймыре и до конца ассельского века — через Предуральский прогиб. Более широкая связь с бассейном на Баренцевом море через Тимано-Печорскую плиту ничего не меняла, так как Баренцевоморский бассейн сам был изолирован и соединялся с Мировым океаном через пролив в районе Шпицбергена и тот же Предуральский прогиб.

В течение среднего — позднего карбона происходит интенсивный рост орогенов на Таймыре, Урале и южной, большей части территории Западно-Сибирской низменности.

Это обусловило вынос в Южно-Карский бассейн огромного количества терригенного материала. Появление мощного сплошного чехла позднепалеозойских отложений на севере Западно-Сибирской низменности [6, 22] принципиально отличает эту часть ее от более южных районов и подтверждает снос материала с юга, где пермские отложения отсутствуют. До артинского века этот материал осаждался в юго-восточной части Южно-Карского бассейна, не достигая Новой Земли, где на склоне происходило конденсированное накопление карбонатно-глинисто-кремнистых марганценовых осадков. Лишь в артинском веке в связи с постепенным заполнением бассейна конденсированное осадконакопление постепенно сменяется лавинным накоплением терригенного материала, подавляющим процесс карбонатонакопления даже на склонах бассейна.

Как на Урале, так и в Западной Сибири размываются орогены, возникшие на месте океана и, как современные океанические осадки, содержащие резко повышенные количества марганца. Напомним, что лишь на Урале в девонских отложениях известно более сотни мелких месторождений и рудопроявлений марганца. Естественно, что при разрушении орогенов вместе с терригенным материалом в бассейн выносятся и огромное количество этого элемента. Посте-



Фиг. 4. Тектоническая схема Южно-Карского региона (Ассельский век – время максимального марганценакопления)

1 – орогены (У – уралиды, СТ – Северо-Таймырский); 2 – низкая суша (СП – Сибирская платформа, СС – Северо-Сибирский порог); 3 – мелкое море (шельф, ТПО – Тимано-Печорская область); 4 – верхняя бровка континентального склона (на юге и востоке не показана в связи с отсутствием данных); 5 – рифы; 6 – контуры Южно-Карского бассейна по нижней бровке континентального склона; 7 – направление сноса терригенного материала; 8 – марганценозные районы

пенная изоляция бассейна приводит и к изменению в нем гидрохимического режима. Пока он был частью Мирового океана, свободная циркуляция воды приводила к ее перемешиванию и поддержанию обычного для океанов окислительного режима. Изоляция бассейна вызвала резкое сокращение циркуляции вод и появление сероводородного заражения в его глубоководной части при сохранении окислительного режима в верхней части водного слоя. Этот раздел четко фиксируется появлением пирита и исчезновением бентосной фауны. Именно к этому уровню, приходящемуся на среднюю часть континентального склона, и приурочен марганценозный горизонт. Различная ширина континентального склона (см. фиг. 4) обусловлена, возможно, большей его крутизной на севере Новой Земли. Однако более вероятно, что она является следствием более сильного сжатия и развития надвигов с юго-востока на северо-запад. Это определенно устанавливается для северного конца Новой Земли, где пермские олистостромы, сформировавшиеся у подножия континентального склона, контактируют непосредственно с ассельскими гипсами.

#### ГЕНЕЗИС КАРБОНАТНЫХ РУД

До настоящего времени все исследователи [2, 12] приходили к выводу о вулканогенно-осадочном генезисе оруденения, хотя никаких проявлений магматизма, синхронного марганценакоплению, не установлено до сих пор ни на Пай-Хое, ни на Новой Земле. Девонские базальты и пермотриасовые туфы содержат

кларковые количества марганца. Указания С.К. Вояковского [2, 3] о присутствии в марганценосных отложениях Новой Земли туфов и даже эффузивов представляют очевидное недоразумение; никем из геологов ни в одном из разрезов эти породы не отмечались. Нет их и на схемах в работах С.К. Вояковского.

Вывод об эндогенном источнике марганца неизбежно вытекал из тектонической позиции авторов. Все они полагали, что бассейн, в котором происходило осадконакопление, представлял узкий трог, интракратонную геосинклиналь, в осевой части которой и происходило марганценакопление. При такой трактовке структуры и ничтожном привносе терригенного материала, естественно, придумать другой источник гигантского количества марганца, кроме эндогенного, невозможно, хотя металлоносные осадки, образующиеся вблизи выходов гидротерм, всегда характеризуются преобладанием железа над марганцем. Ключевые вопросы, почему в длительно существующем трогe марганец приурочен лишь к конкретному стратиграфическому уровню и почему в марганценосных породах, отлагавшихся непосредственно у выходов гидротерм, нет железа, вообще не рассматривались.

Как известно, для того чтобы концепция формирования марганцевых руд могла рассчитывать на признание, необходимо, чтобы она удовлетворительно отвечала на следующие вопросы: 1) что является источником марганца; 2) каковы способы переноса марганца и причины разделения его и железа; 3) каковы причины локализации оруденения в пространстве и во времени.

Попробуем ответить на эти вопросы с учетом изложенного выше материала.

Источником марганца является терригенный материал, сносимый в бассейн с воздымающихся позднепалеозойских орогенов Урала и Уралид. Повышенные содержания марганца в океанических породах, играющих доминирующую роль в этих орогенах, общеизвестны. При размыве орогенов марганец выносился как в виде растворимых соединений, так и вместе с обломочным материалом в виде зерен марганецсодержащих минералов. Огромная площадь водосборного бассейна, включающая большую часть Западно-Сибирской низменности и Урала, и высокое содержание марганца в исходных породах обусловили огромные масштабы позднепалеозойского марганценакопления в Южно-Карском бассейне.

Разделение марганца и железа происходило в основном в бассейне осадконакопления, а не в зоне выветривания, как считал Н.М. Страхов [19–21]. В условиях господствующего в нижней части водного слоя сероводородного заражения марганец переходил в раствор и разносился по всему бассейну. Большая часть железа, геохимически значительно менее подвижного, осталась в составе накапливающихся на юго-востоке бассейна мощных терригенных толщ.

Пространственная локализация оруденения определяется приуроченностью его к средней части континентального склона западной части бассейна, т.е. уровню, на котором восстановительные условия придонной части сменяются окислительными, характерными для верхней части водного слоя. Поступающие в эту зону снизу (вместе с циркулирующими водами) растворенные соединения марганца в нейтральной или слабоокислительной среде, в условиях которой они практически нерастворимы, выпадают в осадок, образуя пласты карбонатных руд. Интенсивность марганценакопления, очевидно, зависит от интенсивности восходящих течений, выносящих марганец из глубины бассейна. Весьма вероятно, что этот процесс происходит по всей периферии Южно-Карского бассейна, однако руды формируются лишь на его западном борту, где нет привноса терригенного материала и в связи с этим идет конденсированное осадконакопление. При привносе терригенного материала марганец

разубоживается и не дает рудных концентраций. Именно с этим, вероятно, связано отсутствие сплошных карбонатных руд на Пай-Хое – районе, наиболее приближенном к области сноса.

Временная локализация марганца, т.е. приуроченность его к верхнекаменноугольно-ассельским отложениям, обусловлена тектоническим и как следствие – геохимическим режимами бассейна. Если в раннем карбоне он был частью Мирового океана, то к концу среднего карбона он превратился в остаточный океанический бассейн, соединявшийся с океаном лишь мелководными шельфовыми морями. Соответственно господствовавший окислительный режим сменился восстановительным, что четко фиксируется по появлению интенсивной пиритизации осадков. Одновременно резко возросло поступление терригенного марганецсодержащего материала с воздымающихся эпиокеанических (или эпигеосинклинальных) орогенов и в восстановительных условиях начался переход марганца в раствор. К позднему карбону количество марганца в бассейне увеличилось настолько, что стало возможным его осаждение, достигшее максимума в ассельском веке. Несомненно, этот процесс продолжался и позже, однако в связи с увеличением привноса терригенного материала и заполнением бассейна карбонатное осадконакопление подавляется терригенным, а марганец разубоживается. Поэтому верхняя, терригенная часть соколовской серии, хотя и содержит повышенное содержание марганца, лишена рудных прослоев. Представляется, что изложенная концепция позволяет удовлетворительно объяснить все стороны процесса марганценакопления в Пай-Хойско-Новоземельском регионе.

#### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАЙ-ХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО И ЧЕРНОМОРСКОГО МАРГАНЦЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Ряд олигоценовых марганцевых месторождений, полукольцом окружающих Черное море, широко известен. Это Варненское месторождение на западе, Никопольское – на севере, Чиатурское – на юго-востоке и др. Поскольку им посвящены сотни специальных работ, а описание есть во всех курсах рудных месторождений [16 и др.], мы не останавливаемся на их строении. Отметим лишь, что в подавляющем большинстве работ безоговорочно принимаются представления Н.М. Страхова [19–21] о том, что источником марганца для всех месторождений являются коры выветривания на прилегающих жестких массивах (Южно-Украинский щит, Цирульский массив), а отложение марганца происходило непосредственно в прибрежной зоне, там, куда марганец выносился.

При таком подходе оставались неясными и практически не рассматривались три важных вопроса:

1) почему олигоценовые месторождения сосредоточены вокруг Черного моря и их нет в других одновозрастных морских бассейнах (например, Средиземном) и океанах, в которые также выносились продукты размыва кор выветривания на платформах;

2) почему на окраинах Черноморского бассейна формирование всех марганцевых месторождений ограничено олигоценом – началом миоцена, хотя никаких существенных изменений климатического или тектонического режима, которые могли бы коренным образом изменить характер выветривания на суше, в это время не отмечалось;

3) почему выветривание пород разного состава приводит к одному результату – накоплению в промышленных масштабах только марганца? Напомним, что источником марганца для Южно-Украинских месторождений И.М. Варенцов [16] считает метабазиты, а на Чиатурском месторождении, вблизи которого метабазитов нет, в качестве источника марганца рассматриваются гранитоиды Цирульского массива.

Между тем Черноморские и Пай-Хойско-Новоземельские бассейны обладают рядом сходных черт. Таковыми являются:

1) расположение месторождений вокруг в значительной степени изолированных, отделенных от Мирового океана глубоководных Черноморского и Южно-Карского бассейнов, которые мы называем остаточными океаническими [1, 22];

2) наличие в бассейнах сероводородного заражения;

3) приуроченность месторождений к зонам конденсированного осадконакопления с минимальной мощностью осадков при наличии в других частях бассейнов мощных терригенных толщ;

4) отсутствие вблизи месторождений и вообще в пределах бассейнов каких бы то ни было достоверно установленных проявлений магматизма, синхронного марганценакопления;

5) наличие в бассейнах стока эпигеосинклинальных (или по мобилистской терминологии – эпиокеанических) орогенов, поставляющих огромное количество терригенного марганецсодержащего материала;

6) преобладание (а на Новой Земле – исключительное развитие) карбонатных марганцевых руд, фациально переходящих в более глубоких частях бассейна в кремнистые осадки, тесная связь которых в причерноморских бассейнах неоднократно подчеркивалась Н.М. Страховым [19];

7) невысокое (обычно менее 3%) содержание в рудах железа;

8) редкость и угнетенный облик бентоносной фауны в рудных толщах при наличии богатого комплекса в синхронных более мелководных осадках; преобладание в составе фауны планктона (мелкие планктонные фораминиферы и радиолярии) или нектона (конодонты в Новоземельских месторождениях, рыбы и зубы акул в Черноморских), что свидетельствует о крайне неблагоприятном для жизни бентосных организмов гидрологическом режиме.

Довольно существенные различия находят объяснение в конкретных особенностях палеогеографии бассейнов.

Наиболее важно присутствие в Черноморских месторождениях окисных руд, которых нет на Новой Земле. Можно считать, что это связано с различной глубиной формирования руд. Новоземельские месторождения формировались в средней или нижней частях склона бассейна, т.е. на глубинах 1500–3000 м, а Черноморские – на краю шельфа. Это обусловлено необычайно высоким положением верхней границы зоны сероводородного заражения в Черном море и значительно более низким – Южно-Карском бассейне. Напомним, что в современном Черном море эта граница находится на глубинах 100–200 м. С высоким положением этой границы, вероятно, связано и появление в наиболее мелководных частях Черноморского бассейна с наиболее высокими значениями рН-окисных руд, хотя часть исследователей считает их продуктом окисления карбонатных руд; ниже по склону они действительно очень быстро переходят в карбонатные.

Совершенно различна литология вмещающих оруденение пород. В Черноморских месторождениях рудные слои залегают среди песчаников и алевролитов, в то время как в Новоземельских чередуются с аргиллитами, часто кремнистыми, и радиоляритами. Это обусловлено различным характером прилегающего шельфа. Если в Черноморском регионе непосредственно около месторождений находятся острова – области размыва, поставляющие небольшое количество терригенного материала, то примыкающая с юго-запада к Южно-Карскому массиву Тимано-Печорская область была в период марганценакопления полностью залита морем и не поставляла терригенного материала вообще. Глинистый материал поступал с юго-востока, с поднятий уралид, расположенных за сотни километров от формирующихся марганцевых месторождений.

Таким образом, кажущиеся весьма существенными различия Новоземельских и



Фиг. 5. Принципиальная схема формирования карбонатных марганцевых руд

Черноморских месторождений могут найти удовлетворительное объяснение с позиций принимаемой гипотезы генезиса руд.

Изложенные в статье выводы о генезисе марганцевых месторождений не являются принципиально новыми. Они развивают представления Д.Г. Сапожникова [17] и М.М. Мстиславского [10]. Д.Г. Сапожников еще в 1967 г. высказал мнение о том, что формирование Черноморских месторождений связано с геохимическим режимом Черного моря, наличием сероводородного заражения, которое сделало возможным накопление в воде значительного количества растворимых соединений марганца. По его подсчетам, в настоящее время количество марганца, находящегося в виде растворенных соединений в водах Черного моря, достигает 100 млн.т. При процессах апвеллинга, по мнению Д.Г. Сапожникова, растворы поднимались к прибрежной части бассейна, где в изменившихся физико-химических условиях происходили выделение соединений марганца в твердую фазу, выпадение их на дно и обогащение ими донных отложений с образованием рудных концентраций.

М.М. Мстиславский [10] также отрицал возможность формирования олигоценых марганцевых руд в результате сноса марганца с платформ. В соответствии с новыми данными о том, что основным поставщиком марганца в океаны являются рифтовые зоны, он прямо связывал марганценакопление с формированием Черноморской впадины, рассматривая последнюю как зону деструкции земной коры (тафроген).

С такой трактовкой происхождения Черноморской впадины едва ли можно согласиться. Как показано в работе [7], обширный глубоководный Прачерноморский бассейн, частично с океанической корой, охватывавший современное Черное море, почти весь Кавказ и южную часть Каспия, возник еще в поздней юре и существовал до зоцена.

В олигоцене (скорее к его началу) в связи с формированием складчатой зоны Большого Кавказа глубоководные впадины Черного и Каспийского морей были разъединены и сообщение между ними осуществлялось лишь через мелководные проливы. Изоляция бассейнов привела к сокращению циркуляции вод, сероводородному заражению и формированию характерных майкопских глин. Это обусловило возможность концентрации в морской воде соединений марганца и при условии выноса его к поверхности, в окислительные условия – формирования на окраинах бассейна марганцевых месторождений.

Поскольку олигоцен – время не рифтогенеза и раскрытия, а существенного сокращения бассейна, допускать в это время возникновение в его пределах рифтовой зоны, которая могла бы поставлять марганец, едва ли возможно. Остается предположить, что марганец поступал вместе с терригенным материалом при разрушении складчатых сооружений в обширном бассейне стока Черного моря. В восстановительной среде марганец переходил в раствор, течениями

разносился по всему бассейну и при процессах апвеллинга выносился вверх, где при переходе в окислительную среду и осаждался (фиг. 5).

Если все изложенное справедливо, то процесс формирования пермских марганцевых месторождений Пай-Хойско-Новоземельского региона и олигоценых Черноморских месторождений, несмотря на значительные различия в литологии вмещающих руды толщ, оказывается принципиально сходным.

\* \* \*

Совместное рассмотрение палеотектоники регионов, примыкающих к Карскому морю, фаций и геохимии позднепалеозойских отложений этого региона позволило наметить основные факторы, обусловившие формирование одного из крупнейших в мире верхнепалеозойского Пай-Хойско-Новоземельского марганценосного бассейна:

- существование со среднего карбона Южно-Карской глубоководной впадины – реликта Уральского палеоокеана, в значительной степени изолированной от Мирового океана, что явилось причиной появления в нижней части водного слоя сероводородного заражения;

- принос сюда реками огромного количества терригенного материала с располагавшихся южнее герцинских горных сооружений уралид, содержавших, как и все океанические осадки, резко повышенное содержание марганца; с терригенным материалом марганец вместе с железом и другими компонентами поступал в бассейн;

- восстановительная среда, способствовавшая переходу большого количества марганца в раствор и разнесу его по всему бассейну; геохимически менее подвижное железо далеко не мигрировало, отделялось от марганца и оставалось в составе терригенных толщ;

- выпадение марганца в осадок в виде карбонатов на границе восстановительной и окислительной сред при выносе марганецсодержащих вод в верхнюю часть водного слоя с окислительной средой;

- создание идеальных условий для отложения карбонатов марганца, содержащих лишь небольшое количество терригенной примеси, на западном борту Южно-Карского бассейна, где при отсутствии привноса терригенного материала с запада скорость осадконакопления была минимальной;

- начало марганценонакопления, связанное с появлением сероводородного заражения в позднем карбоне. До этого момента марганец не переходил в раствор и оставался в составе терригенных толщ. Конец формирования марганцевых руд обусловлен усилением привноса терригенного материала и подавлением карбонатного осадконакопления терригенным.

Значительное сходство пермского Пай-Хойско-Новоземельского и олигоценого южноевропейского марганценосных бассейнов делает весьма вероятным их единый генезис. Имеющиеся различия обусловлены более высоким положением границы сероводородного заражения в Причерноморском олигоценовом бассейне по сравнению с Южно-Карским.

Отсутствие карбонатных марганцевых руд в современном океане, несмотря на разнообразие в нем фациальных и геохимических обстановок, позволяет считать, что их формирование возможно лишь в значительной степени изолированных глубоководных бассейнах с сероводородным заражением. Для наиболее крупных из них в работе [22] предложено название *остаточных океанических*.

## Список литературы

1. Баранцевская шельфовая плита. Под ред. И.С. Грамберга. Л.: Недра, 1988. 263 с.
2. *Вояковский С.В.* Нижнепермская марганценовая формация Новой Земли: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 20 с.
3. *Вояковский С.В.* Марганценовость Рогачевско-Северо-Тайнинского района Новой Земли // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 59–69.
4. *Вояковский С.В., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г. и др.* Новая Земля – новая марганценовая провинция в Арктике // Марганцевые месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях. М.: Изд-во АН СССР, 1982. С. 84–86.
5. *Вояковский С.В., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г. и др.* Стратиформные рудопоявления марганца на Новой Земле // Геология Южного острова Новой Земли. Л.: Изд-во ПГО Севморгеология, 1982. С. 121–124.
6. *Гиршгорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Соседков В.Ф.* Верхнепалеозойские отложения северо-востока Западной Сибири / Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 6. С. 76–90.
7. История океана Тетис / Под ред. А.С. Монина и Л.П. Зоненшайна. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. 155 с.
8. *Матвеев В.П., Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е.* Каменноугольные и пермские отложения района Ледяной Гавани (Северный остров Новой Земли) // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Советской Арктики. Л.: Изд-во ПГО Севморгеология, 1989. С. 32–41.
9. Моря Советской Арктики. / Под ред. М.С. Грамберга. Л.: Недра, 1984. 280 с.
10. *Мстиславский М.М.* Новый взгляд на образование месторождений марганца // Сов. геология. 1988. № 6. С. 116–122.
11. *Повышева Л.Г., Устрицкий В.И.* О фациальной зональности в верхнепермских отложениях Новой Земли // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 4. С. 105–111.
12. *Рогов В.С., Галицкая Э.И.* Проявление марганцевых руд в нижнепермских отложениях Пай-Хоя // Сов. геология. 1983. № 6. С. 101–103.
13. *Рогов В.С., Галицкая Э.И.* Нижнепермские руды марганца северо-восточного склона Пай-Хоя // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 177–183.
14. *Рогов В.С.* Марганценовые формации Пай-Хоя: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 22 с.
15. *Рогов В.С., Галицкая Э.И., Давыдов В.И., Попов А.В.* Новые данные по стратиграфии марганценовых отложений перми и карбона Пай-Хоя // Сов. геология. 1988. № 6. С. 59–68.
16. Рудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1978. 352 с.
17. *Спложников Д.Г.* Об условиях образования марганцевых месторождений юга Русской платформы и Крымско-Кавказской геосинклинали // Геология руд. месторождений. 1967. Т. 9. № 1. С. 74–87.
18. *Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е.* Строение палеозойской пассивной континентальной окраины на Новой Земле // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: Изд-во ПГО Севморгеология, 1985. С. 34–44.
19. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
20. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 575 с.
21. *Страхов Н.М., Штернберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцерудного процесса // Тр. ГИН АН СССР. 1968. Вып. 185. 495 с.
22. *Устрицкий В.И.* О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. 1985. № 1. С. 51–61.
23. *Устрицкий В.И., Храмов А.Н.* История формирования современной структуры Арктики // Тектонические процессы 28-я сессия. МГК Докл. сов. геологов). 1989. С. 122–130.

ВНИИОкеангеология,  
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию  
9.VII.1991

УДК 552.13(574.1)

© 1992 Каледя К.Г., Липяева А.В.

**КЛАСТИЧЕСКИЕ ДАЙКИ И ТРУБООБРАЗНЫЕ ТЕЛА  
ОЖЕЛЕЗНЕННЫХ ПЕСЧАНИКОВ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ**

Приведены результаты комплексного изучения субвертикальных тел ожелезненных песчаников Северного Приаралья, распространенных вдоль зон региональных разломов. На примере этих тел предлагается выделить новый автохтонный тип кластических даек, образование которых связано не с перемещением слагающего их материала, а с цементацией песчаников в ходе фильтрации минерализованных вод по зонам разломов. Приведены основные признаки, характеризующие этот тип кластических даек. Показано, что в Северном Приаралье возрастной диапазон образования этих даек перекрывает возрастной диапазон формирования месторождений оолитовых железных руд региона, тем самым подтверждено предположение о возможности существования парагенетических связей между образованием этих тел и оолитовых железных руд.

Субвертикальные тела песчаников, описываемые обычно термином *кластические дайки*, известны давно и им посвящена обширная литература, достаточно полная сводка которой приведена в работе Р.Г. Гарецкого [3]. Среди кластических даек выделяют два основных типа: нептунические и инъекционные.

Дайки первого типа образуются в результате пассивного заполнения тектонических трещин сверху обломочным материалом. Как правило, они образуются в приповерхностных условиях, а вмещающими отложениями служат крепкие породы, способные удерживать стенки зияющих трещин. Формы таких тел обычно вытянутые, правильные, контакты – резкие.

Образование кластических даек второго типа обусловлено внедрением под давлением по ослабленным участкам пластов полуцилиндрической песчаной пульпы. Кластические дайки этого типа хорошо изучены в толщах, сложенных переслаивающимися глинистыми и песчаными породами. Их форма часто бывает сложной: коленчатой, зетобразной, ветвящейся, змеевидной и т.д. В.Н. Холодов [16] показал, что образование их связано с катагенетической дегидратацией нижележащих глинистых отложений, поступлением освобожденной воды в песчаные пласты, возникновением в последних аномально высоких давлений и внедрением образованной песчаной пульпы в окружающие породы.

Северное Приаралье давно известно как район распространения нептунических кластических даек [3, 18]. Они приурочены к отложениям тасаранской свиты среднего эоцена. Наряду с дайками этого типа в этом же районе вдоль региональных разломных зон меридионального простираения распространены своеобразные вертикально стоящие тела ожелезненных песчаников, иногда трубообразной текстуры. Упоминания об этих телах имеются уже в работах Г.А. Берга и А.Л. Яншина [18]. Однако описание отдельных их разновидностей появилось лишь в работах П.П. Иванчука [7], А.В. Липяевой и Д.И. Павлова [8, 11]. Последние два автора поставили вопрос о парагенетической связи между широко распространенными в этом регионе оолитовыми железными рудами и субвертикальными телами ожелезненных песчаников, образование которых связывалось с разгрузкой металлоносных подземных вод. Однако до настоящего времени в литературе отсутствует описание всего разнообразия морфологии

этих тел, состава их кластической составляющей, а также неясно время их образования, без чего невозможно определить их генезис, а в дальнейшем и связь с рудообразованием. Восполнению этих пробелов и посвящена настоящая работа.

**Геологическая ситуация.** Геологии Северного Приаралья посвящено много работ, ведущее место среди которых занимает классическая монография А.Л. Яншина [18]. Поэтому мы лишь кратко, с учетом работ последних лет [6], охарактеризуем отложения района распространения вертикальностоящих тел песчаников.

Структура района представляет собой систему меридионально вытянутых крупных брахисинклиналей и брахиантиклиналей, крылья которых осложнены разломами. Тела ожелезненных песчаников распространены в зонах разломов, осложняющих крутые восточные крылья брахиантиклиналей: Жарлыпесского, рассекающего борт Куландинской мегаантиклинали, и Тасаранского, осложняющего борт одноименной мегаантиклинали. Оба разлома имеют длину более 200 км и представляют собой систему кулисообразно расположенных сбросов и взбросов, длиной от 1 до 10 км с амплитудой смещения до 300 м.

В строении района принимают участие отложения от среднего эоцена до нижнего миоцена включительно, которые разделены на ряд свит.

1. Средний эоцен, тасаранская свита ( $P_3ts$ ) – переслаивание коричневато-серых глин, часто песчанистых и мергелистых, мергелей, мелкозернистых песчаников и алевролитов, мощностью более 40 м.

2. Средний – верхней эоцен, саксаульская свита ( $P_2^{2-3}sk$ ) в нижней части – полосчатые зеленовато-серые песчанистые глины; в верхней части и на сводах крупных антиклиналей сыпучие светло-серые кварцевые пески, в нижней части содержащие горизонты крупных караваев кварцитовидных песчаников. Мощность свиты до 45 м.

3. Верхний эоцен – нижний олигоцен, чеганская свита ( $P_3-P_3^Acg$ ) – серые глины с горизонтами карбонатных конкреций, в верхней части с прослоями алевролитов и песчаников. В основании свиты горизонт фосфорных желваков. Мощность свиты до 100 м.

4. Нижний олигоцен, кутанбулакская свита ( $P_3kt$ ) – горизонтально- и косо-слоистые грязно-белые кварцевые алевролиты и мелкозернистые пески и глины. Отложения свиты залегают в эрозионных впадинах на поверхности чеганских глин. Максимальная мощность свиты до 60 м.

5. Нижний олигоцен, соленовский горизонт ( $P_3sl$ ) – мелкозернистые пески, ожелезненные песчаники, серо-лиловые глины. Мощность свиты до 30 м.

6. Верхний олигоцен, чиликтинская свита ( $P_3^Vcl$ ) – тонкое переслаивание горизонтально-слоистых шоколадно-листовых глин и кварцевых алевролитов, в средней части пачка мелкозернистых песков. Суммарная мощность свиты до 65 м.

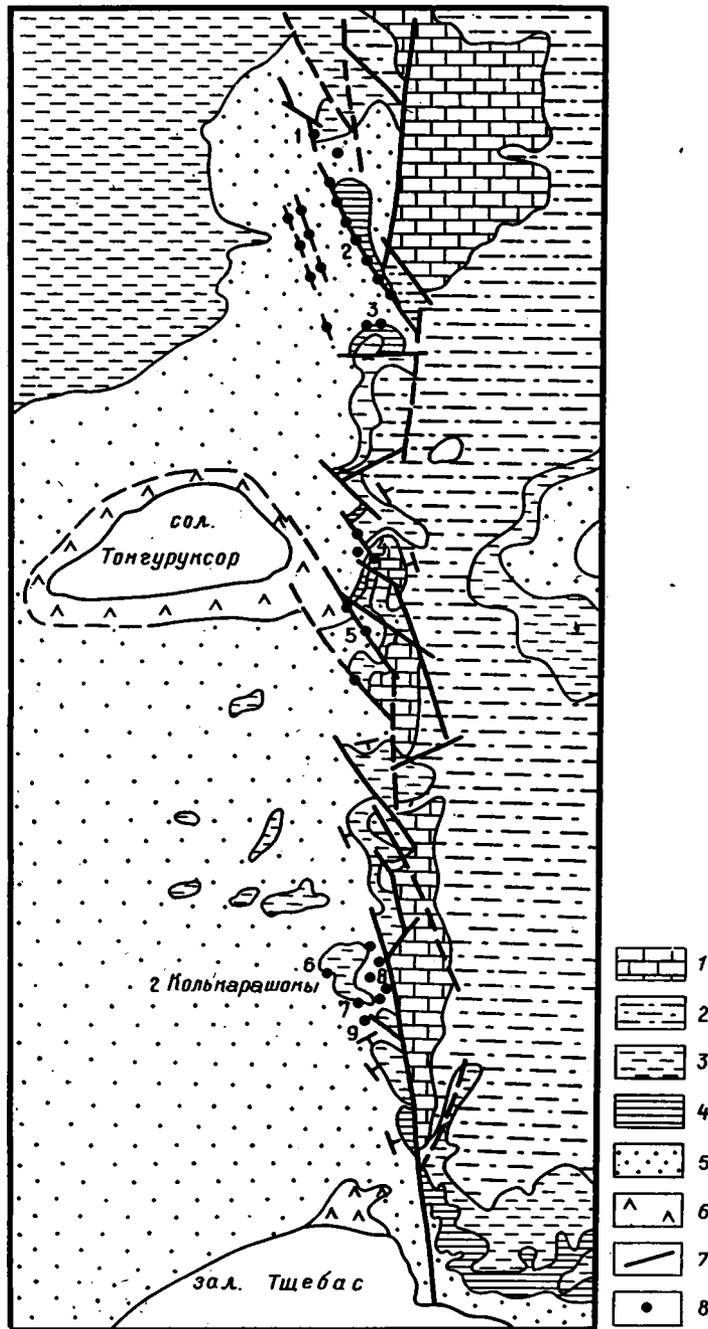
7. Верхний олигоцен, чаграйская свита ( $P_3^Vcgr$ ) – мелкозернистые пески, кварцевые, слюдястые, с редким прослоями глин зеленовато-серого цвета. Мощность свиты до 40 м.

Отложения кутанбулакской, чиликтинской, чаграйской свит и соленовского горизонта объединяются в тургайскую серию ( $P_3tr$ ).

8. Нижний миоцен, аральская свита ( $N_1ar$ ) – зеленовато-серые мергелистые глины, песчанистые мергели, известняки, пески, карбонатные песчаники. Мощность свиты до 30 м.

Основная масса оолитовых руд региона приурочена к верхней части кутанбулакской свиты и соленовскому горизонту, меньшая – к верхней части чиликтинской свиты.

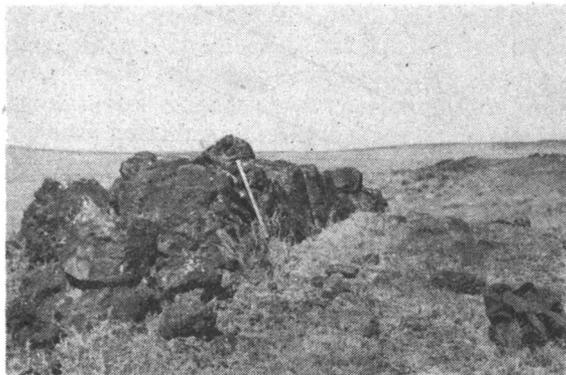
Тела ожелезненных песчаников распространены в зонах Жарлыпесского и Тасаранского региональных разломов. Причем в зоне Жарлыпесского разлома



Фиг. 1. Схематическая карта южной части Жарлыпесского разлома по [1] с уточнением авторов

1 — аральская свита ( $N_1, ar$ ); 2 — чаграйская свита ( $P_3^2 tr_2$ );  
 3 — соленовский горизонт и чиликтинская свита ( $P_3^1 tr_1$ );  
 4 — чеганская свита  $P_2^3 - P_3^{1r}$ ; 5 — саксаульская свита ( $P_2^2 - P_3^k$ );  
 6 — тасаранская свита ( $P_2^2 ts$ ); 7 — разрывные нарушения; 8 — места распространения кластических даек (1–9 — точки, упомянутые в тексте)

Фиг. 2. Субвертикальные тела ожелезненных песчаников вытянутой (а) и изометричной форм (б)



а



б

они приурочены главным образом к полю распространения песчаных пород саксаульской свиты, в зоне Тасаранского разлома – к песчано-алевритовым отложениям кутанбулакской свиты.

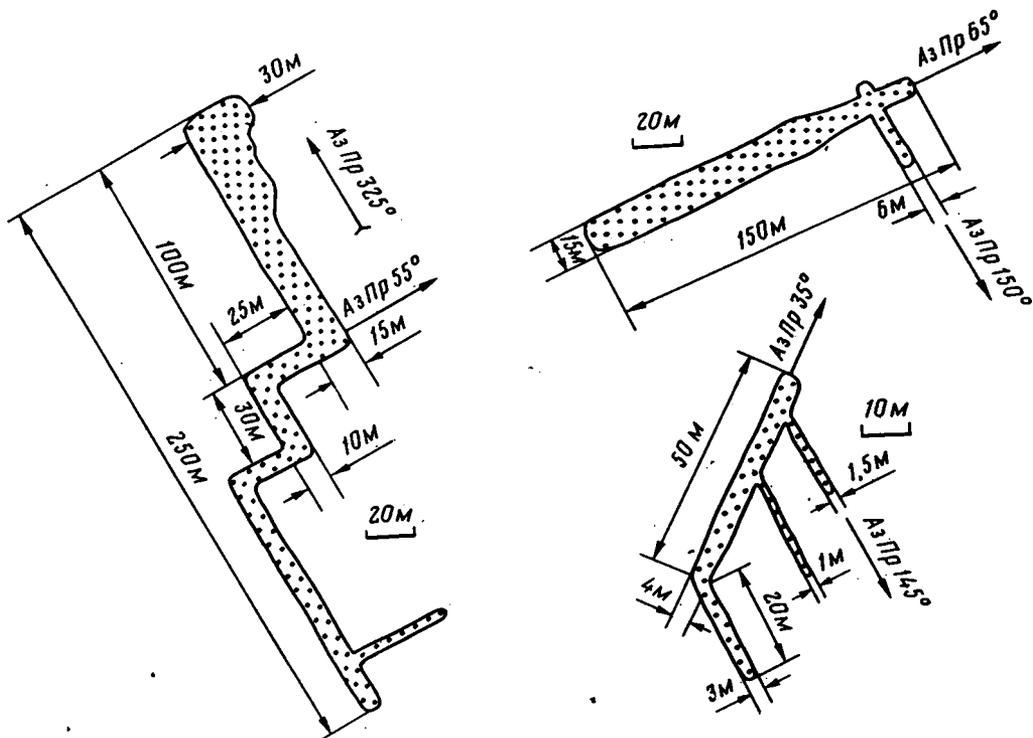
**Морфология и распространение.** Тела ожелезненных песчаников обычно хорошо выражены в рельефе в виде вытянутых гряд, часто маркирующих разрывные нарушения. Падение этих тел субвертикальное.

По морфологии среди них можно выделить несколько типов, между которыми существуют переходные различия. Крайними членами этого ряда, с одной стороны, являются изометричные, отдельно стоящие трубоподобные тела, морфологически сходные с описанными В.И. Дворовым [5] и В.Н. Холодовым [17] железными трубами п-ова Челекен, с другой – удлиненные тела массивных песчаников, сходные с кластическими дайками.

Отдельно стоящие трубоподобные тела наиболее широко распространены среди сыпучих песков саксаульской свиты в южной части Жарлыпесского разлома (фиг. 1, точка 9; фиг. 2). Они имеют диаметр до 1 м и возвышаются над дневной поверхностью на высоту до 2 м. Их стенки толщиной 10–20 см сложены плотно сцементированным ожелезненным песчаником с массивной или полосчатой текстурой. Контакты с вмещающими породами резкие. Отдельные трубы располагаются в виде цепочек, а иногда, соприкасаясь друг с другом, образуют вытянутые гряды.

Тела удлиненной, вытянутой формы распространены гораздо шире. Их контакты с вмещающими отложениями могут быть как резкие, так и постепенные. В тех случаях, когда эти тела имеют четкие контакты, они выглядят как типичные песчаные дайки.

Наиболее наглядный пример тел такого типа описан в зоне Жарлыпесского разлома в районе солончака Тонгуруксор (см. фиг. 1, точку 5). Здесь в субгоризонтально залегающих отложениях верхней части тасаранской и нижней части саксаульской свит, представленных песчанистыми, гипсоносными глинами, переслаивающимися с алевритами, заключены две субвертикальные песчаные дайки. Мощность даек достигает 0,5 м, длина – 10 м. Дайки располагаются параллельно друг другу на расстоянии около 0,7 м и сложены в разной степени ожелезненными кварцевыми песчаниками. Они контактируют с серыми сильно развальцованными параллельно падению даек глинами. Общая мощность развальцованных глин составляет приблизительно 2 м. Они секут субгоризон-



Фиг. 3. Схематические планы взаимопересекающихся тел ожелезненных песчаников (восточный склон горы Колькарашоки)

тально залегающие алевролиты и глины. На контакте между глинами и вмещающими породами прослеживаются субпараллельные дайкам корки гётита. Зона развальцования хорошо прослеживается за пределы описанных даек на несколько десятков метров. В 100 м к северо-западу по простиранию этой зоны в ней заключено еще одно тело ожелезненных песчаников, длиной около 30 м и мощностью до 3 м.

Описанные песчаные дайки не являются широко распространенным типом вертикально стоящих тел ожелезненных песчаников, так как большинство таких тел в зоне Жарлыпесского разлома распространено среди сыпучих песков верхней части саксаульской свиты и, как правило, сложено сильно ожелезненными, кварцитовидными песчаниками темно-коричневого, почти черного цвета. Они имеют правильную, вытянутую форму длиной от первых десятков до 200 м при ширине от 20 см до 15 м.

Наряду с одиночными удлиненными телами ожелезненных песчаников в зоне Жарлыпесского разлома (см. фиг. 1, точку 8) встречаются группы взаимопересекающихся субвертикальных тел различной ориентировки (фиг. 3). Текстуры слагающих описанные тела песчаников варьируют от массивных до полосчатых и трубообразных. Детальное их описание с рассмотрением возможного механизма их образования приведено в работе [10].

В большинстве случаев контакты тел ожелезненных песчаников с вмещающими породами представляют собой ровные плоскости. Приконтактные участки тел обычно темноокрашены из-за более интенсивного ожелезнения. Вместе с тем, как было отмечено, встречаются постепенные переходы от ожелезненных

песчаников к нежелезненным вмещающим отложениям. В таких случаях в ожелезненных песчаниках иногда удается наблюдать горизонтальную слоистость, обусловленную тонкими слоями зерен темноцветных минералов, которая прослеживается и во вмещающих рыхлых песчаных отложениях. При этом встречаются тела ожелезненных песчаников, у которых один контакт резкий, другой постепенный. Естественно, что при наличии постепенных переходов между телами ожелезненных песчаников и вмещающими песками в последних отсутствуют какие-либо следы динамических подвижек. Следы динамических подвижек не фиксируются и в тех случаях, когда тела ожелезненных песчаников, имеющие резкие контакты, заключены в рыхлых песчаных отложениях. Однако, если вмещающие отложения представлены глинистыми отложениями или переслаиванием глинистых и песчаных пород, последние могут быть непосредственно в зоне контакта вздернуты или подвернуты. Как было отмечено выше, глины на контакте с телами ожелезненных песчаников часто бывают развальцованы. Более того, отдельные тела с разных сторон могут контактировать с разновозрастными отложениями, что свидетельствует об их приуроченности к разломам с большой амплитудой вертикального смещения.

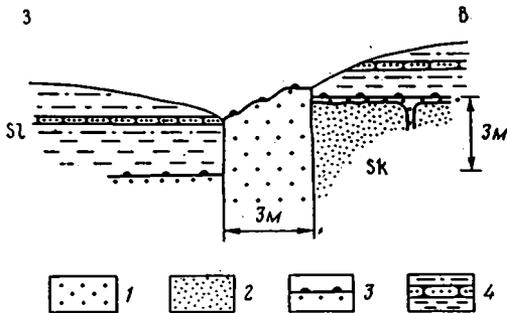
Так, в зоне Жарлыпесского разлома на северо-запад от кладбища Каракалпак (см. фиг. 1, точку 2) на расстояние более 3 км протягивается цепь субвертикальных тел песчаников длиной до 100 м и мощностью до 3 м. С запада они контактируют с сыпучими песками саксаульской свиты, с востока — с развальцованными серыми глинами чеганской свиты. Южнее этого участка (см. фиг. 1, точку 4) на расстояние 1,5 км прослежена цепь песчаных тел мощностью до 0,5 м и длиной до 100 м, к северо-востоку от которой распространены мергелистые глины и мергели аральской свиты нижнего миоцена, а к юго-западу — пески саксаульской свиты.

Сходные гряды ожелезненных песчаников, мощностью до 7 м, протягиваются на расстояние более 10 км и вдоль Тасаранского разлома. Здесь к западу от тела ожелезненных песчаников распространены глины чеганской свиты, к востоку — песчано-глинистые отложения кутанбулакской свиты. При этом, в отличие от сходных приразломных тел в зоне Жарлыпесского разлома, имеющих резкие контакты с обеих сторон, западный контакт этого тела резкий, а восточный — постепенный.

Для понимания генезиса и возраста описываемых тел очень важны взаимоотношения между телами ожелезненных песчаников и вмещающими толщами, установленные в ряде мест в зоне Жарлыпесского разлома.

Во-первых, в районе кладбища Каракалпак среди песков саксаульской свиты обнаружена серия субпараллельных тел ожелезненных песчаников светло-коричневого цвета мощностью до 3 м (см. фиг. 1, точку 3). В кровле саксаульских песков здесь залегает пласт ожелезненного песчаника с линзами галечника, мощностью до 0,5 м, выше которого залегают серые глины чеганской свиты. В обнажениях видно, что субвертикальные тела ожелезненных песчаников опираются в этот пласт. Последний над субвертикальными телами воздымается на высоту до 40 см. Корни субвертикальных тел не вскрываются.

Во-вторых, сходные тела ожелезненных песчаников встречены на склонах горы Колькарашоки (см. рис. 1, точки 6, 7), где саксаульские пески перекрыты слоистой толщей соленовского горизонта, содержащей ожелезненные песчаники с остатками листопадной флоры и древесины. В кровле саксаульских песков здесь залегает пласт ожелезненного кварцитовидного песчаника мощностью до 30 см. На поверхности этого пласта залегают гальки кварца, полевых шпатов, диабазов, кремнистых пород, перекрытые вышележащими песчаниками соленовского горизонта. На северо-западных склонах горы субвертикальные тела опираются в перекрывающий саксаульские пески пласт ожелезненных песчаников, а на южных склонах хорошо видно (фиг. 4), что верхняя часть тел несколько



Фиг. 4. Строение ожелезненных песчаных тел в кровле саксаульских песков (южный склон горы Колькарашоки):

1 — ожелезненные песчаники; 2 — сыпучие пески саксаульской свиты; 3 — кровля саксаульской свиты с сцементированными гальками; 4 — песчано-глинистые отложения соленовского горизонта (зарисовка обнажения)

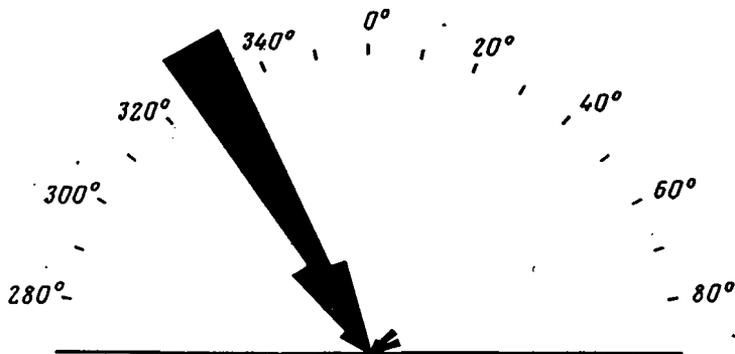
ко возвышается (до 30 см) над пластом, причем сам пласт с разных сторон тел смещен по вертикали с амплитудой до 3 м. При этом в поверхность воздымающихся и обращенных к опущенному блоку частях субвертикальных тел сцементированы гальки кварца и других пород.

Изучение ориентировки в пространстве вытянутых тел в зоне Жарлыпесского разлома показало, что большая часть тел, как приуроченных к сбросам и взбросам с заметным вертикальным смещением, так и заключенных в однородных сыпучих песках саксаульской свиты, без следов динамических подвижек, имеет простирание около  $330^{\circ}$  СЗ, согласное с ориентировкой большей части разрывных нарушений (фиг. 5). Помимо совпадения ориентировки тел с простиранием разрывных нарушений их падение согласно с падением плоскости сбрасывателя, что свидетельствует о тектоническом контроле тел ожелезненных песчаников в зонах разломов. Сказанное справедливо и для гряд, представленных изометричными отдельно стоящими трубоподобными телами. Иное простирание ( $50-80^{\circ}$  СВ) имеет лишь небольшое число тел на восточных склонах горы Колькарашоки (см. фиг. 1, точку 8), где встречены взаимопересекающиеся тела ожелезненных песчаников.

Если рассматривать приуроченность гряд ожелезненных песчаников с точки зрения строения тектонических зон, то в зоне Жарлыпесского разлома они локализованы только в приподнятом (западном) блоке, в опущенном блоке они не зафиксированы. Тела обычно осложняют оперяющие нарушения, в главной ветви разлома они встречаются редко. Характерной чертой их локализации является то, что они приурочены к участкам с максимальной вертикальной контрастностью пликативных структур, т.е. к участкам, где к разлому, с одной стороны, примыкает поднятие, с другой — мульда, совпадающая с зонами самых высоких смещений по основному разлому. Например, в районе Откельбайской мульды (см. фиг. 1, точку 4) величина вертикального смещения составляет около 150 м [9].

**Гранулометрический и минеральный состав песчаников.** Песчаные породы конкретных свит палеогена и неогена Северного Приаралья, несмотря на то что их главной обломочной составляющей является кварц, имеют свои индивидуальные особенности, что было отмечено еще Л.Н. Формозой [14] и А.И. Вознесенским [2]. Учитывая это, с целью выяснения источника обломочного материала субвертикальных тел было проведено сравнительное изучение гранулометрии и состава тяжелой фракции песчаных пород разреза и ожелезненных песчаников из субвертикальных тел. Железистый цемент растворялся 15%-ной соляной кислотой. Результаты этих исследований сведены на фиг 6 и таблице.

Характеризуя гранулометрический состав песчаных отложений изучаемого района, прежде всего следует отметить относительную крупнозернистость песков саксаульской свиты и мелкозернистость отложений верхней части тасаранской свиты. Пески саксаульской свиты отличаются и хорошей окатан-



Фиг. 5. Диаграмма ориентировки песчаных тел зоны Жарлыпеского разлома

ностью. Если в отложениях остальных свит преобладают угловатые плохо окатанные зерна, то саксаульские пески сложены эллипсоидными окатанными зернами. Вместе с тем гранулометрические спектры постсаксаульских обломочных пород очень схожи.

Более существенные отличия отмечаются в минеральном составе обломочных пород, особенно в составе тяжелой фракции.

Алевритовые отложения верхней части тасаранской свиты характеризуются относительно высоким содержанием тяжелой фракции, более половины зерен слагает ильменит. Из нерудных минералов в значительном количестве содержится эпидот (14%), турмалин (10%) и дистен (7%). Характерной особенностью тасаранских отложений является высокое содержание в них глауконита. В отложениях более молодых свит его очень мало.

В саксаульских песках содержание тяжелой фракции низкое. Преобладающим минералом является силлиманит (> 50%), находящийся в ассоциации со ставролитом, дистеном и турмалином. Концентрации ильменита низкие.

В песках кутанбулакской свиты выход тяжелой фракции значительно выше, чем в саксаульской. Около трех четвертей ее состава представлено ильменитом. Остаток сложен примерно в ранних пропорциях эпидотом и цирконом с подчиненным количеством других минералов.

Чаграйская свита характеризуется наиболее высоким содержанием тяжелой фракции, причем она почти полностью сложена слюдами, в основном мусковитом.

Пески аральской свиты имеют сравнительно невысокий выход тяжелой фракции, в составе которой преобладает ильменит (47%), эпидот (14%) и слюды (мусковит 15%, биотит 7%).

В зоне Жарлыпеского разлома большинство ожелезненных песчаников субвертикальных тел, распространенных среди песков саксаула, характеризуется низким (0,06–0,44%) выходом тяжелой фракции. В ее составе резко преобладает силлиманит (40–60%), находящийся в ассоциации с турмалином (11–25%), ставролитом (9–27%) и дистеном (3–24%). Это обстоятельство позволяет идентифицировать их с песками саксаульской свиты несмотря на то, что в отдельных образцах этих песчаников отмечаются высокие содержания размерной фракции 0,1–0,25 мм, что не характерно для песков саксаульской свиты. Подтверждением образования этих песчаников субвертикальных тел за счет песков саксаула является хорошая окатанность слагающих их зерен, в том числе и их мелкозернистых разновидностей.

Вместе с тем в зоне Жарлыпеского разлома встречен ряд тел, обломочный материал которых отличен от саксаульских песков. Во-первых, это песчаники

Минеральный состав

Стратиграфическое положение, номер образца и характеристика места его отбора	Выход тяжелой фракции, %	Ильменит	Эпидот	Цоизит	Циркон	Турмалин	Силлиманит	Ставролит
--	--------------------------	----------	--------	--------	--------	----------	------------	-----------

*Пески различных свит палеогена*

Верхняя часть тасаранской свиты	1,95	56	14	+	3	10	2	5
Саксаульская свита	0,72	2	3	—	+	6	54	11
Кутанбулакская свита	1,59	74	9	2	9	2	+	+
Чаграйская свита	2,88	2	2	—	+	—	—	—
Аральская свита	0,53	47	14	5	2	+	+	+

*Песчаники, образующие*

286/88 — песчаная дайка в верхах тасаранской свиты у могильника Саякен	1,46	78	2	+	8	1	2	2
999/88 — трубообразное тело среди песков саксаула, к югу от горы Колькарашоки	0,44	12	+	—	+	12	40	27
307/88 — взаимопересекающаяся кластическая дайка среди песков саксаула к востоку от горы Колькарашоки	0,06	3	+	—	—	25	50	15
300/88 — кластическая дайка, приуроченная к сбросу в верхах саксаульской свиты, перекрытой соленовским горизонтом, к югу от горы Колькарашоки	0,11	6	+	—	—	16	60	9
134/89 — кластическая дайка в верхах саксаульской свиты, перекрытой соленовским горизонтом, к северо-западу от горы Колькарашоки	0,22	12	+	—	—	22	56	9
130/89 — трубообразное тело среди песков саксаула у солончака Тонгуруксор	0,09	7	3	+	+	11	47	11

тяжелой фракции, %

Дистен	Мусковит	Биотит	Рутил	Розовые обманки	Глаукофан	Шпидель	Сфен	Гранат	Лейкоксен	Андалузит
--------	----------	--------	-------	-----------------	-----------	---------	------	--------	-----------	-----------

*и неогена*

7	+	+	5	+	+	-	-	+	+	-
11	+	-	4	-	-	+	-	+	6	-
2	+	+	+	+	+	-	+	+	+	-
-	81	14	+	-	-	-	-	-	-	-
+	15	7	2	3	-	-	-	-	+	+

*субвертикальные тела*

2	+	+	1	-	1	-	+	3	+	-
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

5	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

3	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

6	-	-	+	-	-	+	+	+	+	-
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

10	-	-	-	-	+	+	-	-	+	-
----	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

15	-	-	3	-	-	-	-	2	+	-
----	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Стратиграфическое положение, номер образца и характеристика места и его отбора	Выход тяжелой фракции, %	Ильменит	Эпидот	Циозит	Циркон	Турмалин	Силлиманит	Ставролит
33/89 — кластическая дайка в верхах саксаульской свиты, перекрытой чеганскими глинами, в р-не могильника Каракалпак	0,15	3	+	-	-	12	44	10
296/88 — приразломная кластическая дайка на контакте саксаульской и чеганской свит у могильника Каракалпак	0,39	6	1	-	-	13	49	19
129/88 — приразломная кластическая дайка на контакте саксаульской и аральской свит у могильника Отдельбай	1,32	71	6	1	13	1	+	1
267/88 — кластическая дайка в зоне Тасаранского разлома среди отложений кутанбулакской свиты	0,87	65	14	+	7	1	-	1

Примечание. Знак "+" означает, что минерал содержится в количестве менее 1%; знак "-" — минерал не обнаружен.

даек верхней части тасаранской свиты. Они сложены мелкозернистым песком с относительно высоким (1,46%) выходом тяжелой фракции, в составе которой резко преобладает ильменит. Из нерудных минералов в относительно больших количествах содержится только циркон (8%), которому сопутствуют эпидот, силлиманит, ставролит и дистен (по 2%). Окатанность зерен плохая. По гранулометрическому спектру и составу тяжелой фракции эти песчаники наиболее близки к пескам кутанбулакской свиты. От обломочных пород верхов тасаранской свиты их отличает не только более грубый гранулометрический состав и иной состав тяжелой фракции, но и низкое содержание глауконита, столь характерного для отложений этой свиты.

Второй группой субвертикальных тел песчаников, сложенных не саксаульскими песками, являются тела, приуроченные к разрывным нарушениям, где саксаульские пески контактируют с породами аральской свиты. Как и в предыдущем случае, эти песчаники характеризуются высоким содержанием тяжелой фракции, в составе которой резко преобладает ильменит (71%), находящийся в ассоциации с цирконом (13%) и эпидотом (6%). Содержание слюд очень низкое. Окатанность обломочных зерен плохая, преобладают угловатые зерна с размерностью в основном 0,1–0,25 мм и подчиненным количеством более мелких

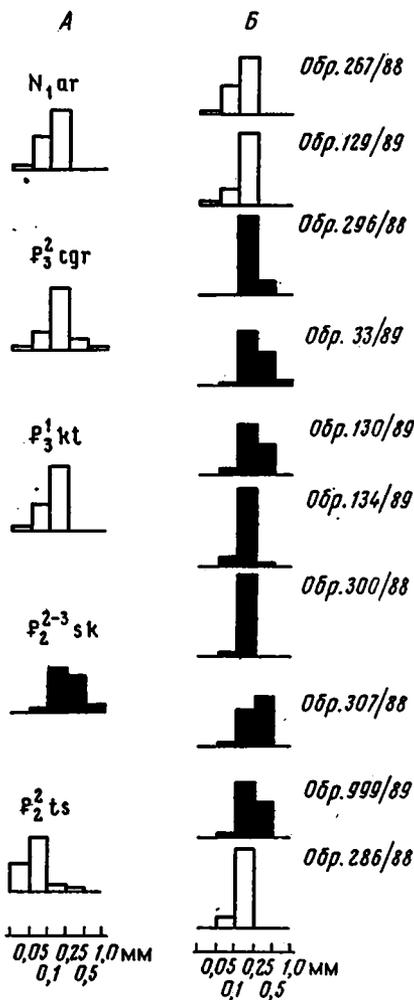
Дистен	Мусковит	Биотит	Рутил	Розовые обманки	Глаукофан	Шпидель	Сфен	Гранат	Лейкоксен	Андалузит
24	+	-	+	+	-	+	+	-	+	-
10	-	-	+	-	-	-	-	1	+	-
1	-	+	1	-	-	-	1	1	+	-
3	1	1	1	+	+	-	+	2	+	-

фракций. Зерна крупнее 0,25 мм отсутствуют. Отмеченные особенности позволяют идентифицировать этот песчаный материал с песками кутанбулакской свиты.

Обломочный материал ожелезненных вертикально стоящих песчаников зоны Тасаранского разлома как по гранулометрическому составу и окатанности, так и по содержанию и составу тяжелой фракции сходен с песками кутанбулакской свиты, среди которых они и распространены.

**Обсуждение полученных результатов.** Описанные тела ожелезненных песчаников Северного Приаралья по составу слагающего их обломочного материала могут быть разделены на две группы: обломочный материал песчаников первой группы не идентичен обломочному материалу вмещающих их толщ, второй группы – идентичен.

В первую группу попадают тела ожелезненных песчаников, морфологически представляющие собой типичные кластические дайки. Они встречаются в верхах тасаранской свиты (см. фиг. 1, точку 5) и вдоль разлома, по которому контактируют породы саксаульской и аральской свит (см. фиг. 1, точку 4). Сходство обломочного материала даек верхних горизонтов тасаранской свиты с песчаным материалом кутанбулакской свиты свидетельствует, что их образование связано с поступлением материала сверху, по-видимому, в зияющую тектоническую



Фиг. 6. Гистограммы гранулометрического состава песчаников. А — пески различных свит палеогена и неогена; Б — песчаники субвертикальных тел (привязку образцов см. в таблице)

трещину Развальцевание контактирующих с дайками глин и брекчированность ожелезненных песчаников, очевидно, связаны с последующими подвижками по этому разлому. Вероятнее всего, таким же образом обломочный материал поступил и в дайки, маркирующие сброс, по которому контактируют отложения саксаульской и аральской свит, хотя в этом случае нельзя исключить возможность его поступления снизу, из опущенного блока. Ожелезнение, видимо, произошло после заполнения тектонических трещин обломочным материалом.

Во вторую группу попадают остальные тела во всем своем морфологическом разнообразии: от трубообразных до удлинённых тел массивных песчаников. Их совместное распространение и существование взаимопереходов между этими телами свидетельствуют о том, что они представляют собой единый генетический ряд. По морфологии удлинённые тела ожелезненных песчаников, образующие хорошо выраженные в рельефе гряды, могут быть отнесены к кластическим дайкам. Однако наряду с идентичностью обломочного материала этих даек

обломочному материалу вмещающих толщ они имеют и другие существенные отличия от известных типов кластических даек. Во-первых, они распространены среди рыхлых пород, в частности сыпучих песков саксаульской свиты, что не позволяет предполагать широкого развития зияющих трещин, необходимых для образования нептунических даек. Отличиями от типичных инъекционных даек, имеющих сложную неориентированную в пространстве форму, являются правильная, вытянутая форма описываемых даек и их четкая ориентировка в пространстве.

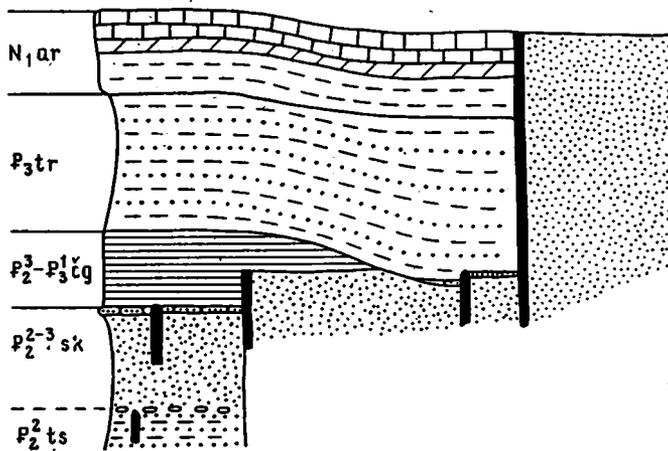
Важной особенностью песчаных даек и трубообразных тел Северного Приаралья является и то, что они нередко имеют плавные переходы к вмещающим отложениям, что наряду с отмеченным фактом идентичности слагающего их обломочного материала материалу вмещающих толщ свидетельствует об отсутствии перемещения обломочного материала при образовании этих тел. Это отличает описываемые дайки и трубообразные тела от морфологически очень схожих образований п-ова Челекен, описанных В.И. Дворовым [5] и В.Н. Холодовым [17], образование которых происходило в результате процессов песчаного диапиризма с цементацией на первой стадии сульфидами и карбонатами, последующим окислением и возникновением кольцевидных текстур прожелезнения.

Обособление рассматриваемых даек Северного Приаралья в индивидуальные тела связано с наличием цемента, благодаря чему они и выделяются на фоне рыхлых, несцементированных вмещающих отложений. Это обстоятельство в сочетании с приуроченностью этих тел к тектоническим нарушениям, т.е. зонам повышенной проницаемости, приводит к выводу о том, что в их формировании большое значение имела фильтрация подземных вод в зонах разломов.

Среди зон повышенной проницаемости лучшим типом являются трещинные структурные флюидопроводники — зоны повышенной трещиноватости, разломы, в которых сочетаются трещинный и капиллярный типы проводимости. В осадочных бассейнах под трещинным типом проводимости понимается не обилие зияющих трещин подобно зонам разломов в плотных кристаллических породах, а более сильное относительно окружающих раздвижение зерен осадка в определенном направлении. Ширина зоны повышенной проницаемости, очевидно, обуславливает мощность образующихся тел, а конкретный тип фильтрации железосодержащего раствора — наблюдаемые текстуры [10]. В частности, встречающаяся в кластических дайках трубообразная текстура, по-видимому, обусловлена струйной фильтрацией растворов, возникновение которой в зонах повышенной трещинной и капиллярной проводимости теоретически обосновано Г.Л. Пospelовым [13].

Приуроченность большого числа тел к кровле саксаульских песков, выше которой фиксируются стратиграфические перерывы, свидетельствует, что их образование происходило в приповерхностных континентальных или субаквальных условиях. Так как железо практически не растворимо в обогащенных кислородом водах, можно предполагать, что образование этих тел происходило при поступлении вдоль зон повышенной проницаемости восходящих восстановленных железосодержащих растворов, которые при взаимодействии с насыщенными кислородом приповерхностными водами окислялись, в результате чего происходило осаждение гидроксидов железа, а в ряде случаев и марганца [8].

Таким образом, механизм образования описанных кластических даек и трубообразных тел резко отличается от механизма образования известных типов кластических даек, поскольку генезис как нептунических, так и инъекционных даек связан с перемещением слагающего их обломочного материала. По существу мы имеем дело с третьим механизмом образования кластических даек без перемещения обломочного материала в результате его цементации в зонах интенсивной фильтрации минерализованных растворов. Это позволяет выделить описанные кластические дайки в особый тип, для наименования



Фиг. 7. Схема стратиграфического распределения кластических даек (залиты черным) Северного Приаралья в зоне Жарлыпесского разлома ( $P_2^2 ts$  — тасаранская свита,  $P_2^{2-3} sk$  — саксаульская свита,  $P_2^3 - P_3^1 cg$  — чеганская свита,  $P_3 tr$  — тургайская серия (объединяет отложения от кутанбулакской до чаграйской свит),  $N_{1ar}$  — аральская свита).

которого авторы предлагают использовать термин *автохтонные кластические дайки*, имея в виду, что основным их отличием от непунических и инъекционных даек является неперемещенность, автохтонность слагающего их обломочного материала.

Для решения вопроса о существовании генетических связей между описанными кластическими дайками и трубообразными телами железенных песчаников, с одной стороны, и месторождениями оолитовых железных руд — с другой, необходимо определить время образования даек и трубообразных тел. Для этого на основе детальных полевых наблюдений и результатов изучения состава песчаного материала был произведен анализ соотношения возраста вмещающих и перекрывающих дайки отложений и слагающего их обломочного материала. В ходе полевых работ составлена схема стратиграфического распределения железенных кластических даек в зоне Жарлыпесского разлома (фиг. 7).

В этом районе наиболее древними отложениями, вмещающими тела железенных песчаников, являются отложения зоны перехода тасаранской и саксаульской свит. В более древних горизонтах тасаранской свиты дайки железенных песчаников не известны. Содержащиеся среди глин тасаранской свиты к северу от горы Жаксы-буталы песчаные дайки сложены белыми, нежелезненными кварцитовидными песчаниками. Сходство обломочного материала, слагающего железенные дайки в верхах тасаранской — низах саксаульской свиты с песчаным материалом кутанбулакской свиты, позволяет думать об их позднем, посткутанбулакском возрасте и свидетельствует об их непуническом происхождении с последующим железнением.

Как было отмечено, автохтонные кластические дайки наиболее широко распространены среди песков саксаульской свиты. При этом перекрытие содержащихся в песках верхней части саксаульской свиты кластических даек горизонтом железенного песчаника с галечником, подстилающим чеганские глины, свидетельствует о существовании предчеганского этапа образования даек, а сходные взаимоотношения кластических даек с подошвой соленовского

горизонта – о существовании второго, предсоленовского этапа их формирования.

Приуроченность кластических даек к разломам, по которым контактируют породы саксаульской и чеганской свит, подтверждает существование постчеганского этапа образования даек, а наличие ожелезненных даек вдоль разломов, по которым совмещены, с одной стороны, породы саксаульской свиты, а с другой – аральской, свидетельствует о постаральском образовании этих даек.

Образование ожелезненных кластических даек в зоне Тасаранского разлома, по которому контактируют породы чеганской и кутанбулакской свит, очевидно, имело место в посткутанбулакское время.

Следовательно, имеющийся фактический материал свидетельствует о полиэтапности образования ожелезненных кластических даек Северного Приаралья. В зоне Жарлыпесского разлома формирование этих даек началось в саксаульское и закончилось в постаральское время, причем выделяются два фиксированных во времени этапа: предчеганский и предсоленовский, в ходе которых образовывались автохтонные кластические дайки и генетически связанные с ними трубообразные тела ожелезненных песчаников, и нефиксированный во времени посткутанбулакский (?) – постаральский этап, когда формировались нептунические (инъекционные?) дайки ожелезненных песчаников. В зоне Тасаранского разлома о времени генезиса ожелезненных кластических даек можно сказать лишь, что оно было после накопления кутанбулакской свиты.

Таким образом, возрастной диапазон образования ожелезненных кластических даек и трубообразных тел песчаников значительно шире времени формирования месторождений оолитовых железных руд этого региона (олигоцен). Более того, установлено существование предсоленовского этапа формирования этих тел, т.е. этапа непосредственно предшествующего основному этапу рудообразования. Сказанное позволяет предполагать существование генетических связей между образованием железорудных месторождений и генезисом ожелезненных кластических даек региона.

В связи с этим следует отметить, что проведенный А.В. Липаевой и Д.И. Павловым [11] анализ палеогидродинамической обстановки Северного Приаралья показал, что в палеогене на самых глубоких горизонтах (I, K<sub>1</sub>) Челкарского прогиба, более чем на 80% представленных глинами, существовали P–T-условия, необходимые и достаточные для развития термогидратационных процессов. Эти условия продолжали существовать с эоцена по неоген, так как с прогибанием осадочного бассейна в режим термодегидратации должны были входить все более молодые отложения, поставлявшие термодегидратационные воды в промежуточные коллекторы. Они должны были периодически разгружаться по зонам тектонических нарушений в краевых частях бассейна. Анализ распределения областей Северного Приаралья с максимальными и минимальными пластовыми давлениями показал также, что зона разгрузки элизионных вод Челкарского прогиба совпадает с южной частью Жарлыпесского разлома, т.е. местом наиболее широкого распространения ожелезненных кластических даек.

Таким образом, изучение всего разнообразия субвертикальных тел ожелезненных песчаников Северного Приаралья показало, что они представляют единый генетический ряд и морфологически изменяются от отдельно стоящих трубообразных тел до кластических даек. Среди последних большую часть составляют дайки, образовавшиеся без перемещения слагающего их обломочного материала в результате его цементации в зонах фильтрации минерализованных растворов. Эти дайки предлагается выделять в особый, автохтонный тип кластических даек, который характеризуется следующими признаками: 1) идентичность обломочного материала даек обломочной составляющей вмещающих пород; 2) обособление в индивидуальные тела благодаря более сильной цементации по сравнению с вмещающими породами; 3) наличие как резких, так

и постепенных контактов с вмещающими породами; 4) трубообразная, полосчатая и массивная текстуры вмещающих пород; 5) правильная, удлиненная форма; 6) приуроченность к разрывным нарушениям с частым расположением отдельных тел в виде цепочек.

Возрастной диапазон формирования ожелезненных даек Северного Приаралья перекрывает время образования оолитовых железных руд региона, что позволяет предполагать существование между этими явлениями генетических связей.

Представляется, что выделенный тип кластических даек распространен и в других регионах. Подобные образования известны в Дагестане [4] и на некоторых гидротермальных месторождениях урана [12]. Их образование может быть обусловлено фильтрацией как железосодержащих, так и других типов минерализованных вод. Детальное изучение подобных даек представляет не только академический интерес. Они могут быть генетически связаны с месторождениями полезных ископаемых. Взаимоотношения даек с вмещающими и перекрывающими толщами позволяют восстанавливать историю тектонических движений данных регионов.

#### Список литературы

1. Броневой В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. Жарлыпеская зона разломов в Северном Приаралье // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. XIV. Вып. 2. С. 77–84.
2. Вознесенский А.И. Седимент- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья // Тр. ГИН. 1978. Вып. 325. 130 с.
3. Гарецкий Р.Г. Кластические дайки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 3. С. 81–103.
4. Глазовский Н.Ф. Гидротермальные изменения пород в современных очагах разгрузки сероводородных термальных рассолов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 129–135.
5. Дворов В.И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.
6. Запорожец Н.И., Ажметьев М.А. Климаты олигоцена востока Крымско-Кавказской области и Казахстана (по анализу макрофлоры, палинокомплексов и комплексов фитопланктона) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 10–21.
7. Иванчук П.П. Роль гидровулканизма в формировании гидроконденсатных и газонефтяных месторождений. М.: Недра, 1974. 170 с.
8. Липаева А.В. Каналы разгрузки металлоносных вод в Северном Приаралье // Геол. руд. месторождений. 1982. № 2. С. 111–117.
9. Липаева А.В. Эпигенетическая железорудная минерализация Северного Приаралья (условия локализации, вещественный состав, происхождение): Дис. . . канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 1989. 19 с.
10. Липаева А.В., Каледа К.Г. К вопросу о механизме образования трубообразных и полосчатых текстур высокожелезистых пород // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 1. С. 106–118.
11. Липаева А.В., Павлов Д.И. Подземные воды и формирование железных руд Северного Приаралья // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С. 104–117.
12. Машковцев Г.А., Ткаченко И.И., Шеточкин В.Н. и др. Морфология и состав термальных эпигенетических новообразований на гидротермальном месторождении урана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 119–131.
13. Поспелов Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. № 3. С. 18–39.
14. Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 446 с.
15. Холодов В.Н. Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 50–66.
16. Холодов В.Н. Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 52–63.
17. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 2. С. 131–150.
18. Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития. М.: Изд-во МОИП, 1953. 736 с.

УДК 551.311.231:551.72(551.5)

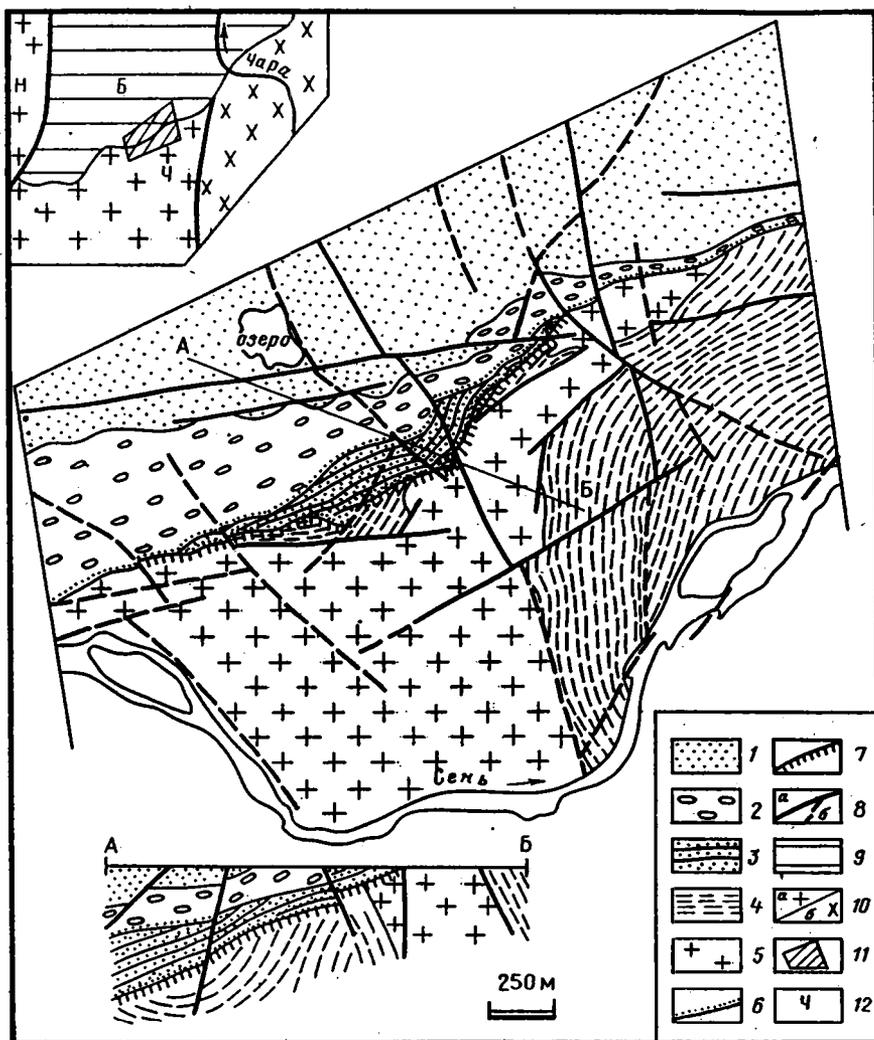
© 1992 Макарьев Л.Б., Розниова Е.Л.,  
Кузнецова Л.Г., Дубик О.Ю., Белевкин Е.С.,  
Давыденко Г.И.

### **ПРЕДРИФЕЙСКАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ЧАРСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЗАПАД АЛДАНСКОГО ШИТА)**

Приводится детальное вещественное описание пород по профилю КВ с использованием данных рентгеновского, термического, химического и других анализов. Впервые для докембрийских КВ в качестве одного из главных породообразующих минералов выделен бертьерин — типичный спутник рудоносных латеритных бокситов фанерозоя. Тем самым на конкретном фактическом материале доказывался формирование в предпурпольское время зрелой остаточной КВ в данном и прилегающих регионах.

Предрифейская остаточная кора выветривания (КВ) известна на севере Байкальской складчатой области (Патомское нагорье) под субплатформенными отложениями нижнерифейской пурпольской свиты. Подробное описание остаточной КВ и ее переотложенных продуктов (пурпольской свиты) приводится в литературе по Патомскому нагорью на примере главных районов развития этих образований — Чуйского, Тонодского и Нечерского поднятий [4–6, 10 и др.]. По результатам полевых работ 1988–1990 гг. авторами впервые установлено развитие предрифейской КВ на Чарском поднятии Алданского щита. Обсуждаемый в статье фактический материал был получен на Сеньской площади, где проводилось картировочное бурение Удоканской ГРЭ ПГО Читагеология.

Сеньская площадь (фиг. 1) расположена на северо-западе Чарского поднятия вдоль границы дорифейского фундамента и платформенных отложений Березовского прогиба. Эта площадь охватывает левобережную часть р. Сень (левый приток р. Чары) в ее среднем течении. Среди образований фундамента здесь распространены раннепротерозойские метаморфизованные углеродистые карбонатно-терригенные породы удоканской серии и прорывающие их гранитоиды ничатского комплекса (одноименного массива). Субщелочные лейкократовые граниты ничатского комплекса в данном регионе являются наиболее молодыми образованиями раннего протерозоя. Их верхняя возрастная граница, а таким образом, и начало предрифейского выветривания определены временем формирования генетически связанных с ними кремнешелочных метасоматитов (около 1,7 млрд лет [9]). На указанных гранитах и вмещающих их породах несогласно залегают высоkozрелые осадочные отложения, представленные двумя пачками. По составу и характеру разреза эти пачки идентичны нижней и средней подсвитам стратотипической нижнерифейской (среднепротерозойской) пурпольской свиты Патомского нагорья. Первая (нижняя) пачка состоит из мономиктовых кварцевых песчаников, гравелитов, реже мелкогалечных конгломератов. Типичны песчаники кварцитовидного облика светло-серой окраски с розовым и буроватым оттенком на участках развития гематита. Последний, совместно с кварцем, серицитоподобной слюдкой, хлоритом и лейкоксеном в переменных количествах образует поровый или базальный цемент описываемых пород. В наиболее полных разрезах мощность нижней пачки составляет не менее 80 м. Вторую пачку слагают тонкопереслаивающиеся пестроцветные алевропес-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Сеньской площади (центральная часть)

Рифейские отложения платформенного чехла: 1, 2 – средне- и верхнерифейские (ничатская свита) отложения (1 – конгломераты нижней подсвиты, 2 – песчаники, гравелиты и алевролиты верхней подсвиты); 3 – нижнерифейские (пурпольская свита); 4 – раннепротерозойские метаморфизованные углеродисто-карбонатно-кремнистые образования (чинейская? подсвита удоканской серии); 5 – раннепротерозойские субщелочные лейкократовые граниты (ничатский комплекс); 6 – поверхности несогласий; 7 – предрифейская кора выветривания; 8 – разломы (а – установленные, б – предполагаемые). На схеме расположения района работ (врезке): 9 – платформенный чехол; 10 – образования фундамента (а – раннепротерозойские, б – архейские); 11 – контур Сеньской площади; 12 – геоструктуры (Б – Березовский перикратонный прогиб Сибирской платформы, Н – Нечерское поднятие Байкальской складчатой области, Ч – Чарское поднятие Алданского щита)

чаники, алевролиты и глинистые сланцы с серицитом, хлоритом и гематитом. Отмечаются линзующиеся маломощные прослойки песчаников и гравелитов. В разрезе преобладают породы бордово-красной, вишневой, лиловой, зеленой, желтой окраски с различными оттенками. Встречены прослойки (5–15 см) сильно гематитизированных и существенно гематитовых пород. Максимальная установленная мощность второй пачки достигает 250 м. В целом охарактеризованные отложения, отнесенные нами к пурпольской свите, залегают субгоризонтально или

Результаты рентгеноспектрального силикатного анализа пород предрифейской коры выветривания гранита, вес. % (Сеньская площадь Чарского поднятия)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	72,26	70,51	59,29	43,49	44,25	53,48
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,08	0,05	<0,03	<0,03	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,34	18,60	28,52	40,72	40,64	30,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,66	0,77	0,67	0,73	2,21
FeO	1,36	0,85	0,56	<0,2	<0,2	1,49
MnO	0,06	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
MgO	0,49	0,67	0,20	<0,10	0,12	0,36
CaO	0,72	0,11	0,15	0,07	0,08	0,08
Na <sub>2</sub> O	3,32	0,88	0,23	0,89	<0,20	<0,20
K <sub>2</sub> O	5,96	5,26	6,81	9,49	9,60	7,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	<0,05	0,11	0,20	<0,05	0,06
П.п.п.	0,77	2,80	3,81	5,34	5,35	4,73
BaO	0,058	<0,01	<0,01	0,023	0,01	0,032
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,019
Сумма	99,95	100,42	100,50	100,99	100,77	100,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ)	He опр.	1,60	1,39	0,67	0,73	3,87
S <sub>общ</sub>	<0,03	0,03	0,05	0,08	0,12	<0,03
П.п.п.+	He опр.	2,71	3,75	5,34	5,35	4,56

*Примечания:* 1 — субщелочной лейкократовый гранит неизмененный (средние по 101 анализу); 2 — дезинтегрированный гранит (нижняя зона КВ, обр. с-18-8); 3—6 — кварцево-слюдистые породы (средняя зона КВ), в том числе: 3 — слюдисто-кварцевое состава (обр. с-18-29а); 4, 5 — существенно слюдистого состава (обр. с-18-29 и с-18-32); 6 — слюдисто-бертьериновая порода (верхняя зона КВ, обр. с-18-26). П.п.п.+ — потери при прокаливании без учета окисления железа.

наклонно под углом 20–30°. Их сохранность обеспечивается в грабенообразных понижениях фундамента под полимиктовыми валунно-галечными конгломератами средне- и верхнерифейской ничатской свиты. Последние с размывом ложатся как на породы пурпольской свиты (на разных ее стратиграфических уровнях), так и непосредственно на образование фундамента, включая предпурпольскую КВ.

Под базальными слоями пурпольской свиты закартированы породы остаточной КВ средней мощностью около 15–20 м. Кроме площадного отмечено линейное распространение пород КВ. Так, на участках тектонических нарушений фундамента установлено развитие данных образований на глубину до 70 м ниже поверхности несогласия. В центральной части Сеньской площади остаточная КВ прослежена по простиранию на 1,5 км в непрерывном залегании. В профиле КВ, наиболее детально изученном на гранитах ничатского комплекса, нами выделены (снизу вверх) следующие зоны: нижняя (дезинтеграции), средняя (слюдистая) и верхняя (слюдисто-глинистая).

В нижней части зоны дезинтеграции подстилающие породы сохраняют изначальные структурно-текстурные признаки. Изменения выражаются главным образом в замещении полевого шпата светлым слюдистым агрегатом и появлении небольших количеств хлорита. Вверх по разрезу увеличивается степень дезинтеграции пород, они преобразуются в дресвяники с обломками гранита в слюдистой основной массе. В отдельных разрезах, например на западном фланге Сеньской площади, вышележащие зоны профиля КВ отсутствуют и сильно дезинтегрированные граниты (их мощность составляет здесь не менее 6–11 м) перекрываются нижнерифейскими песчаниками.

Средняя зона представлена легко разрушающимися, жирными на ощупь кварцево-слюдистыми породами массивного облика. Основную массу этих пород составляет тонкозернистый слюдистый агрегат салатного и серо-зеленого цвета,

Некоторые химические коэффициенты и содержания  $K_2O$  (вес. %) в породах предрифейских кор выветривания гранитов

Химические коэффициенты	Чарское поднятие				Патомское нагорье [5, 10]		
					восточные р-ны		
	0 (101)	1 (1)	2 (3)	3 (1)	0 (1)	1 (2)	2 (3)
$K_a$	0.20	0.26	0.75	0.56	0.17	0.20	0.25
$K_o$	0.30	0.78	$\geq 2.25$	1.48	0.49	1.27	1.47
CIW	78	95	99	99	74	77	96
$K_2O/Al_2O_3$	0.41	0.28	0.24	0.24	0.37	0.33	0.31
$TiO_2/Al_2O_3$	0.009	0.004	$< 0.001$	0.03	0.025	0.026	0.023
$K_2O/Na_2O$	1.8	6.0	$\geq 19.6$	$\geq 36.1$	1.3	1.4	18.6
$K_2O$	5.96	5.26	8.63	7.22	4.65	4.75	5.47

Химические коэффициенты	Патомское нагорье [5, 10]			Украинский щит [1]		
	западные р-ны					
	0 (1)	1 (1)	2 (2)	0 (1)	1 (3)	2 (2)
$K_a$	0,15	0,15	0,18	0,20	0,21	0,24
$K_o$	1,41	1,51	2,59	0,51	0,73	3,00
CIW	89	91	93	73	75	86
$K_2O/Al_2O_3$	0,65	0,53	0,43	0,15	0,34	0,31
$TiO_2/Al_2O_3$	0,027	0,028	0,041	0,021	0,012	0,018
$K_2O/Na_2O$	5,8	7,5	11,3	0,7	2,4	3,0
$K_2O$	7,25	6,35	5,43	2,24	5,31	5,20

Примечания.  $K_a$  – коэффициент аллитизации ( $Al_2O_3/SiO_2$ );  $K_o$  – коэффициент окисленности железа ( $Fe_2O_3/FeO$ ); CIW – индекс степени выветривания ( $\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O} \cdot 100$ ).

Зоны профиля KB: 0 – неизменные подстилающие граниты, 1 – нижняя, 2 – средняя, 3 – верхняя; в скобках – число проб.

в котором заключены обломки серого кварца и деформированные чешуи обломочного мусковита. Встречены также единичные мелкие обломки полностью измененного микроклина. Количество и размер обломочного материала уменьшаются вверх по профилю.

В центральной части исследуемой площади в профиле KB преобладают кварцево-слюдистые образования. Здесь в одной из скважин в непосредственном контакте с пурпольскими кварцито-песчаниками закартированы сравнительно плотные, буровато-серые глинистые породы с неотчетливой сланцеватостью, выделенные в верхнюю зону профиля KB. Ее мощность не превышает 3,5–3,8 м и она распространена узколокально. В шлифах из пород верхней зоны среди трудно диагностируемой "слюдисто-глинистой" тонкозернистой основной ткани различимы незначительные количества (до 3–5%) гравийных обособлений кварца и реликтового мусковита.

С целью изучения вещественного состава пород по профилю KB были проведены комплексные исследования с применением рентгеновского, термичес-

кого анализов, инфракрасной спектроскопии (ИКС) и количественных геохимических анализов, выполненных в лабораториях ВСЕГЕИ.

Изучение химизма пород КВ показало (табл. 1), что вверх по профилю последовательно увеличивается содержание глинозема, калия, оксидного железа, растут потери при прокаливании на фоне отчетливого выноса кремнезема, натрия, кальция и магния. Верхняя зона выделяется от нижележащих более высокой общей железистостью и относительным накоплением в ней  $TiO_2$ . Закономерно снизу вверх по профилю изменяются химические коэффициенты (табл. 2), в частности возрастают значения коэффициентов аллитизации, окисленности железа и химического индекса  $CIW$  — величины, прямо пропорциональной степени выветривания пород [15]. Наблюдаемые высокие содержания калия, концентрирующегося преимущественно в слюде, аналогичны таковым в подобных докембрийских образованиях других регионов [2]. Подчеркнем, что повышенная щелочность достаточно часто отмечается и в нижних зонах более молодых КВ каолинового и латеритного типов, например на Тимане, Кокчетавской глыбе, в Приморье и в западных районах бывшего СССР [8].

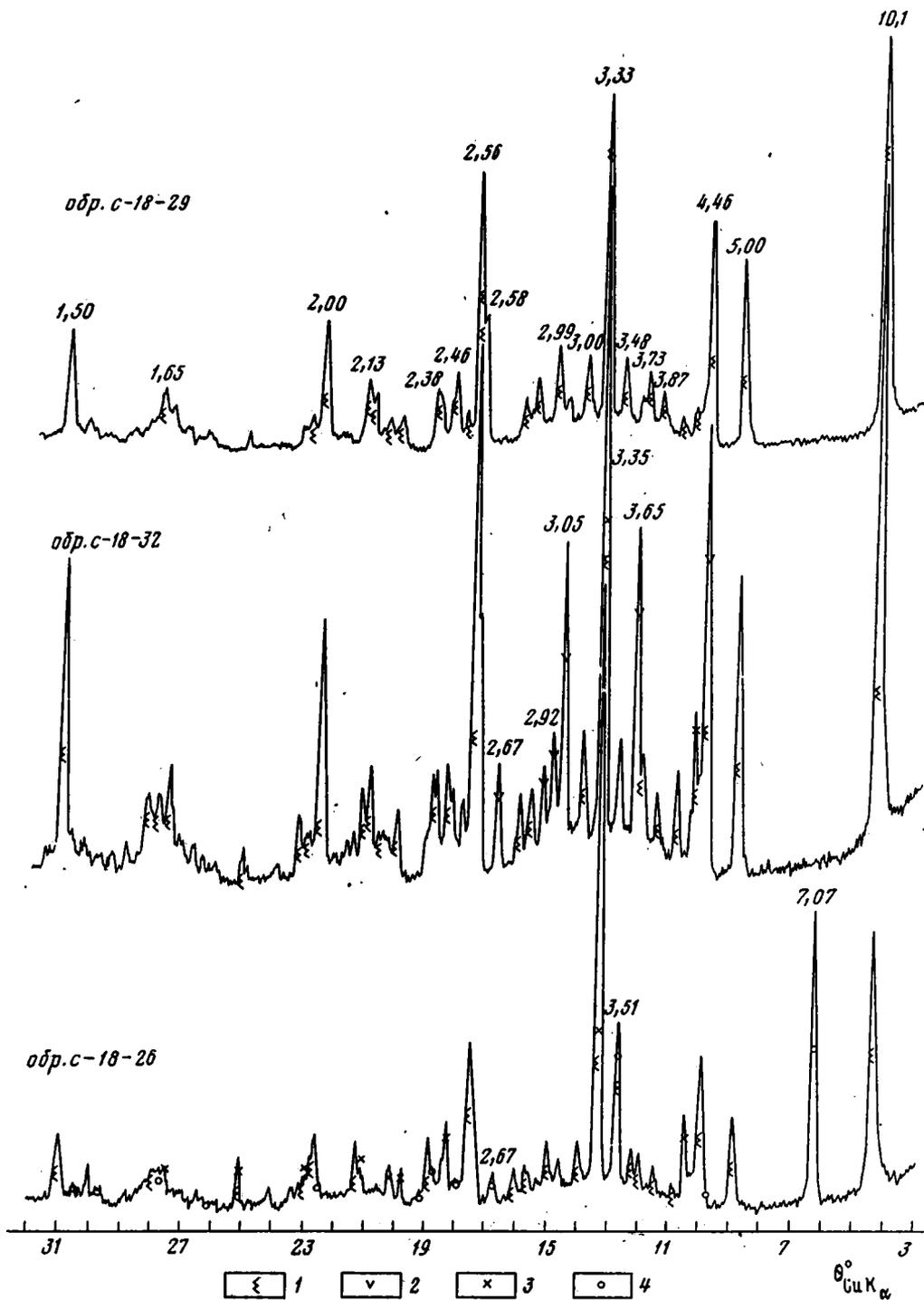
По данным количественного спектрального и рентгеноспектрального анализов, особенности поведения рудных элементов по профилю анализируемой КВ выражаются в следующем. Относительно подстилающих гранитов в породах КВ концентрируются  $V$ ,  $Ni$ ,  $Cr \pm Co$  (коэффициент концентрации  $K_k > 5$ ) и менее интенсивно  $Y$ ,  $Sc$ ,  $Rb$ ,  $Zr$  ( $K_k$  от 1,3 до 4). Среди концентрирующихся элементов литофильные (рубий-цирконий-редкоземельной ассоциации) накапливаются преимущественно в нижних зонах, а сидерофильные элементы обнаруживают обратную тенденцию — вынос в нижней и концентрирование в верхней зоне профиля. Во всех зонах выносятся или ведут себя инертно  $Be$ ,  $Sn$ ,  $Nb$ ,  $Mo$ . Дифференцированным поведением отличаются радиоактивные, халькофильные элементы и стронций. Контрастные геохимические аномалии, например  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  и  $Sr$ , тяготеющие к нижним зонам КВ, объясняются наблюдаемым развитием более поздней сульфидизации и карбонатизации.

Исследования слюдисто-глинистой составляющей пород средней и верхней зон по профилю КВ проводились с использованием рентгеновского, термического и ИКС методов. Дифрактограммы регистрировались с помощью прибора ДРОН-3 (Cu-излучение, скорость 2 град/мин). Термограммы (дериватограммы) получены на дериватографе фирмы МОМ (Венгрия). Анализировали два образца (с-18-29, с-18-32) из слюдистой и один (с-18-26) из слюдисто-глинистой зон КВ. Как следует из данных дифрактограмм и дериватограмм (фиг. 2, 3), образцы из указанных зон достаточно существенно различаются между собой.

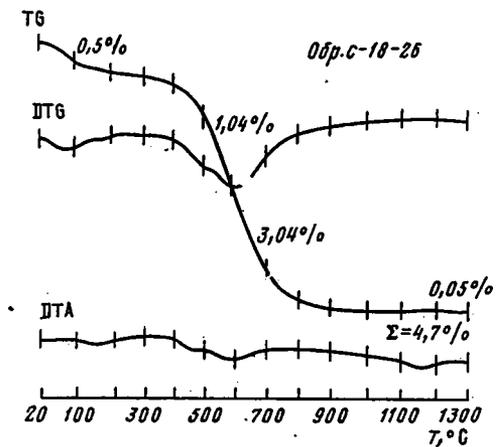
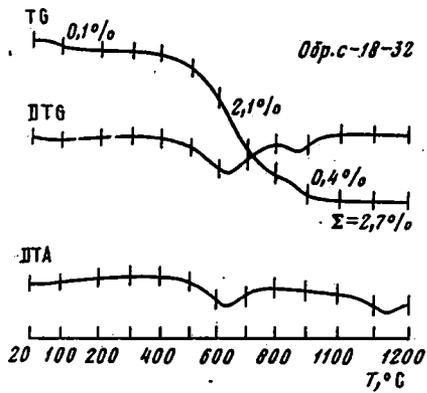
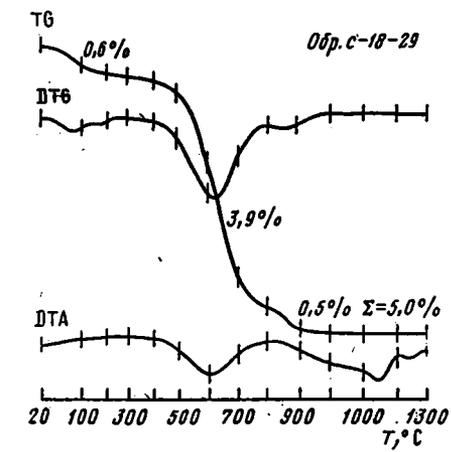
Образец с-18-29 по существу представляет почти мономинеральную, чрезвычайно тонкодисперсную слюду со структурой мусковита политипа  $2M_1$ . По характеру дериватограммы ее можно считать серицитом (низкотемпературная вода 0,6%, температура дегидроксилизации 450–800 °С — значительно снижена по сравнению с негидратированным мусковитом). Незначительную примесь (1–3%) составляют кварц и кальцит.

Образец с-18-32 сложен также тонкодисперсным мусковитом, но представленным здесь двумя политипами —  $1M$  и  $2M_1$ , что указывает на особенности образования этой слюды. Степень ее гидратации заметно меньше, чем в предыдущем образце, но и эту слюду также, по характеру дериватограммы, можно считать серицитом. Кварц в данном образце содержится в количестве не менее 30%.

Образец с-18-26 содержит мусковит в смеси политипов  $2M_1$  и  $1M$  (серицит), но главным компонентом вместе с серицитом оказывается бертьерин — минерал с 7 Å-ной структурой типа каолинита-серпентина, называемый в литературе шамозитом с каолинитовой структурой [11, 14]. Количество бертьерина в образце составляет не менее 35%. В качестве примеси присутствует кварц.



Фиг. 2. Дифрактограммы пород из профиля предрифейской коры выветривания  
 1 – мусковит, политип 2М; 2 – мусковит, политип 1М; 3 – кварц; 4 – бертьерин



Фиг. 3. Дериватограммы пород из профиля предриффейской коры выветривания  
Условия съемки: навеска 1.0 г; DTA 500  $\mu$ г; DTG 1  $\mu$ г; скорость нагревания 15 град/мин

Согласно данным ИКС, во всех образцах главным минералом является диоктаэдрическая слюда мусковит-фенгитового ряда, в наибольшей степени гидратированная в обр. с-18-26.

Изучение первых двух образцов показало, что в составе пород средней зоны КВ преобладают слюдяные минералы, главная особенность которых — исключительная тонкодисперсность и значительная гидратированность, позволяющая назвать их серицитами. Появление этих минералов возможно за счет иллита при последовательном преобразовании (диагенез — начальная стадия метаморфизма) первично гидрослюдисто-монтмориллонитового субстрата. В то же время необычно высокие (до 40% и более) для докембрийских КВ содержания  $Al_2O_3$  в анализируемых образцах позволяют предполагать, что в исходных породах присутствовал и каолинит.

В образце из верхней зоны КВ главным породообразующим минералом наряду с серицитом диагностирован бертьерин. Подчеркнем, что установление бертьерина (7 Å-ного шемозита) — первая его находка в докембрийских КВ и прямое указание на зрелость выявленной КВ. В опубликованной литературе бертьерин описан в связи с бокситоносными латеритами фанерозойского возраста (Тиман, КМА), где рассматривается в качестве экзогенно-эпигенетического. В районе КМА, например, установлено широкое распространение этого характерного здесь минерала, развивающегося по каолинит-слюдяным породам под зоной первичных латеритных бокситов [3].

Рассмотренная КВ обнаруживает черты сходства прежде всего с метаморфизованной КВ Патомского нагорья [4, 5, 10], по существу являясь продолжением последней на территории Чарского поднятия, а также с неизменными и слабометаморфизованными позднепротерозойскими КВ каолинитового типа Украинского щита (УКЩ), Белорусского массива, Балтийского щита (Пашско-Ладожский прогиб), Енисейского кряжа и северной окраины Сибирской платформы [6, 13]. Это сходство выражается в общности их структурно-вещественных (зональность, состав отдельных зон), петрохимических (см. табл. 2) и геохимических характеристик. По степени измененности породы, анализируемые КВ, занимают промежуточное положение относительно метаморфизованных КВ прилегающего Патомского нагорья и их неизменных возрастных аналогов, например УКЩ [1, 2, 7]. Так, при идентичности нижней зоны в профилях КВ этих регионов одноименным (слюдяным) средним зонам на Патомском нагорье и Чарском поднятии соответствует гидрослюдисто-монтмориллонитовая средняя зона профиля КВ на УКЩ, а локально распространенные верхние слюдяно-бертьериновая (Чарское поднятие) и гидрослюдисто-каолинитовая (УКЩ) зоны в целом сопоставимы между собой и с реликтовой зоной "глиноземистых сланцев", залегающих под кварцитами пурпольской свиты на юго-востоке Нечерского поднятия Патомского нагорья [6].

Итак, на северо-западе Чарского поднятия Алданского щита в основании разреза платформенных отложений (под базальными слоями нижнерифейской пурпольской свиты) установлена остаточная КВ. Для нее характерны площадное и линейное распространение, сравнительно слабая степень изменения слагающих пород (начальная ступень зеленосланцевого метаморфизма) и чаще неполный профиль, имеющий предположительно исходный монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовый (гибситовый?) состав. Развитие в верхних частях профиля слюдяно-бертьериновые породы рассматриваются в качестве продуктов переотложения нижележащего элювия.

Полученные данные, во-первых, свидетельствуют о более широком развитии предрифейской (предпурпольской) остаточной КВ вдоль южной окраины Сибирской платформы, в том числе и на территории западной части Алданского щита. Во-вторых, находки слюдяно-бертьериновых образований (типичных составляющих некоторых латеритных КВ фанерозоя) доказывают справедливость высказанного ранее предположения, основывающегося на анализе состава высокозре-

лых отложений пурпольской свиты Патомского нагорья [5, 10, 12 и др.], о том, что в пурпольское время (субплатформенный этап развития региона) размывалась и переоткладывалась зрелая остаточная КВ каолинитового, а возможно (на локальных участках), и латеритного типа. Вывод, по крайней мере о признаках латеритного выветривания в дорифее данного региона, имеет и известное металлогеническое следствие. Последнее, по мнению авторов, заключается в новых подходах при оценке перспектив комплексной рудоносности краевой части Сибирской платформы на нетрадиционные формационно-генетические типы, например благородно-, редкометалльного и халькофильного оруденения. Существенным моментом в этом отношении является гетерогенность дорифейского фундамента Чарского поднятия, в частности широкое развитие углеродистых пород, высокоспециализированных на Cu, Ni, V и другие металлы.

#### Список литературы

1. Бобров Е.Т., Шипакина И.Г. О верхнепротерозойской коре выветривания юго-западной части УКЩ // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985. С. 84–103.
2. Бобров Е.Т., Шипакина И.Г. К проблеме изменения среднего содержания калия в породах коры выветривания в зависимости от их возраста // Геохимия. 1989. № 2. С. 1718–1726.
3. Витовская И.В., Никитина А.П. Типоморфизм минералов как индикатор условий формирования никеленосных и бокситоносных кор выветривания // Кора выветривания. М.: Наука, 1986. Вып. 19. С. 32–41.
4. Гирс В.М., Гладков В.Г. Дорифейская кора выветривания осадочно-метаморфических пород на Тонодском поднятии (Патомское нагорье) // Сов. геология. 1987. № 9. С. 92–98.
5. Головенко В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тепторгинской серии Байкальской горной области. М.: Недра, 1976. 144 с.
6. Грайзер М.И., Корякин А.С., Захарова О.Ю. и др. Эволюция процессов субаэрального выветривания в позднем архее – мезозое и проблема бокситов в докембрии // Эволюция геологических процессов. М.: Наука, 1989. С. 134–144.
7. Додатко А.Д. Докембрийская неметаморфизованная кора выветривания Украинского щита // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 253–268.
8. Каолиновые месторождения и их генезис. МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968. 95 с.
9. Макарьев Л.Б., Чухонин А.П., Дитмар Г.В. Формационные ряды докембрийских метасоматитов западной части Алданского щита (и их металлогения) // Сов. геология, 1987. № 3. С. 83–88.
10. Попов Ю.Г., Семейкина Л.К. Дорифейская кора выветривания гранитов западной окраины Патомского нагорья // Геология и геофизика. 1974. № 9. С. 46–52.
11. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 599 с.
12. Розен О.М., Горбачев О.В. Роль кор выветривания в формировании седиментогенных метаморфических пород раннего докембрия // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 66–78.
13. Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р. Эпохи корообразования на территории Якутии // Древние коры выветривания Якутии. Якутск: 1975. С. 3–29.
14. Bailey S.W. Summary of recommendations of AYPEA nomenclature committee on clay minerals // Amer. Mineralogist, 1980. V. 65. № 1–2. P. 1–7.
15. Harois Luc. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55. № 3–4. P. 319–322.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию  
15.VIII.1991

УДК 552.53:553.08

© 1992 Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В., Чайкин В.Г.

## К МИНЕРАЛОГИИ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

СООБЩЕНИЕ 2. МИНЕРАЛЫ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ХЛОРИДНОГО ГАЛОГЕНЕЗА

Приведены данные об ассоциациях аутигенных соляных и несоляных минералов в отложениях водоемов хлоридного типа.

К типичным представителям ископаемых соленосных отложений хлоридного галогенеза относятся соленосные формации галит-сильвин-карналлит-бишофит-тахгидритового, галит-сильвин-карналлит-тахгидритового, тахгидритового и бишофит-тахгидритового семейств хлоридного класса, выделяемых М.А. Жарковым и др. [3]. Хлоридные соленосные формации галитового и галит-сильвин-карналлитового подклассов хлоридного класса большей частью формировались при сульфатно-натриевом и сульфатно-магниевом подтипах сульфатного галогенеза. Соленосные формации карбонатно-хлоридного класса типичны для галогенных отложений содового (карбонатного) типа. Основной признак соленосности формаций хлоридного типа галогенеза – присутствие в них минералов с хлоридами кальция: тахгидрита, синжарита, антарктикита, хлоркальцита [1]. Теоретически в них должны присутствовать карбонаты кальция и магния и сульфаты кальция. Сульфаты магния и натрия, не говоря уже о карбонатах и бикарбонатах натрия и калия, являются запрещенными для соленосных формаций хлоридного галогенеза [1]. Следует отметить, что в данных отложениях многих соляных озер, как, например, в Казахстане и Средней Азии, достигших стадии садки галита, не обнаруживаются типопределяющие соляные минералы [8]. Галит же, отмечаемый в них, не позволяет отнести осадки ни к одному типу галогенеза. Следует отметить, что ассоциации аутигенных хемогенных минералов особенно бедны в соляных озерах с водой хлоридного (хлоркальциевого) типа.

Широко распространено мнение о том, что все соленосные формации хлоридного класса, в которых отсутствуют сульфаты магния и натрия, образовались в солеродных водоемах хлоридного типа. По нашему мнению, эта точка зрения неправомерна. С критикой ее уже выступал Е.Ф. Станкевич [7]. Сопоставление ассоциаций аутигенных хемогенных минералов в соленосных отложениях разных типов галогенеза подтверждает ее справедливость.

Сведения о соленосных формациях хлоридного типа галогенеза начали появляться только во второй половине нашего века. К настоящему времени известно всего три представителя полноразвитых формаций: раннемеловая бассейна Конго на западном побережье Африки [4], меловая – Мурибека бассейна Сержипи-Алагоас в Бразилии [2, 12], меловая – Маха-Саракхам бассейнов Кхорат и Сакон-Нахкон в Таиланде и Лаосе [5, 11]. Соляные озера с водой хлоридного типа встречаются значительно реже, чем озера с водой других типов. Наиболее известный водоем хлоридного типа – Мертвое море, расположенное в глубокой котловине, с уровнем рапы на 400 м ниже уровня Мирового океана. До недавнего времени оно было по минерализации стратифицированным, однако при уменьшении стока поверхностных вод (разбор вод р. Иордан на

водоснабжение и особенно на орошение) стало гомогенным и водообмен с глубинными водами в нем возобновился. Наиболее известными озерами хлоридного типа являются также Цархан и Эби-Нур в Китае, Баскунчак в СССР, Бристол и Кадис в США, Ванда и Дон-Гуан в Антарктиде. Садка хлоридов кальция в них происходит очень редко. Наиболее достоверные сведения о минералах, содержащих хлориды кальция в донных осадках озер, имеются для оз. Бристол [10], расположенного в округе Сан-Бернардино штата Калифорния (США). Данные об аутигенных хемогенных минералах, образующихся при эвапоритизации этого озера, а также об аутигенных хемогенных минералах меловых соленосных формаций бассейнов Конго, Сержипи-Алагаос, Кхорат и Сакон-Нахкон сведены в таблицу. Сведения о присутствии тахгидрита в аналогах пачки альбской массивной соли во впадинах Огове, Кванза и Мосамедиш Габон-Ангольского бассейна отсутствуют [4] и поэтому нами не рассматриваются.

Типоопределяющим минералом всех ископаемых соленосных формаций хлоридного галогенеза является тахгидрит. Очень широко распространены карналлит и сильвин, имеющие промышленное значение. Слои бишофита были встречены лишь в раннемеловой формации бассейна Конго. В формации Мурибека бишофит встречается очень редко [6], для формации Маха-Саракхам он не характерен. Присутствие галита отмечено для всех соленосных хлоридных формаций. При растворении сильвина формации Маха-Саракхам получают нерастворимый остаток, представленный почти полностью борацитом, и следы ангидрита [11]. Очень характерным для описываемых соленосных отложений являются бедность и даже отсутствие сульфатных и карбонатных пород в разрезе. Слои ангидрита относительно небольшой мощности подстилают или перекрывают соленосные формации хлоридного типа. Следует отметить, что в формации Маха-Саракхам средняя пачка к периферии замещается ангидритовыми породами [5, 11]. Пачки терригенных пород, разделяющие три соленые пачки этой формации, представлены красноцветными глинами и аргиллитами с жилками, выделениями, а иногда с линзами гипса, галита, а в нижней части и карналлита, по мнению ряда исследователей [11], имеют континентальное происхождение. Образование соленосных пачек шло в эвапоритовом водоеме, получающем питание из промежуточного водоема, питаемого морскими водами, где последние сильно метаморфизовывались.

Нижнемеловая формация бассейна Конго имеет циклическое строение [4]. Каждый цикл трехчленный, нижние слои представлены терригенными породами, средние – каменной солью, верхние – перемежающимися пластами каменной и калийной солей, иногда бишофитсодержащими и(или) тахгидритсодержащими породами. Нижняя (самая маломощная) часть цикла содержит битуминозные аргиллиты с прослоями доломитов, глинисто-доломитовых и глинисто-песчаных пород. Глинисто-доломитовый материал встречается и в каменной соли средней пачки. Калийные соли представлены выдержанными пластами карналлита мощностью до 20 м. Линзы сильвинитовых пород считаются вторичными, образовавшимися в результате преобразования карналлита. Пласты бишофит- и тахгидритсодержащих пород, имеющих мощность до 6 м, приурочены к VII и VIII циклам. Разрез соленосной толщи завершается пачкой крепких ангидритов с серыми мергелями и доломитами.

В бассейне Сержипи-Алагаос в соленосной формации Мурибека в соляной толще имеются лишь редкие тонкие прослои глин небольшой мощности [2, 12]. Единичные скважины встречали прослои конгломератов.

В сухом оз. Бристол, расположенном в сквозном трое из долины р. Колорадо в котловину пустыни Мохаве, ассоциации аутигенных хемогенных минералов сильно отличны от ассоциаций описанных соленосных формаций. Среди эфемерных зимних минералов был обнаружен антарктицит [10], ранее известный

**Соляные аутигенные минералы  
соляных отложений хлоридного галогенеза**

Минерал	Формула	Формации			Соляные отложения оз. Бристол
		раннемеловая бассейна Конго	меловая Мурибека бассейна Сержипи-Алагоас	меловая Маха-Саракхам бассейнов Кхарат и Сакон-Нахкон	
Кальцит	$\text{CaCO}_3$	-	-	-	-
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	-	-	-	+
Ангидрит	$\text{CaSO}_4$	+	+	+	+
Доломит	$\text{CaMg}(\text{SO}_4)_2$	+	-	-	+
Целестин	$\text{SrSO}_4$	-	-	-	-
Галит	$\text{NaCl}$	+	+	+	+
Сильвин	$\text{KCl}$	+	+	+	+
Карналлит	$\text{KClMgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	+	+	+	-
Бишофит	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	+	+	-	-
Тахидрит	$\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	+	+	+	-
Антарктикит	$\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	-	-	-	+
Хлоркальцит	$\text{CaCl}_2 \cdot \text{KCl}$	-	-	-	+
Борацит	$\text{Mg}_3\text{B}_7\text{O}_{13}\text{Cl}$	-	-	+	-

только по находкам в Антарктиде. Кроме того, были встречены хлоркальцит, а также ангидрит, целестин, кальцит, галит. Водосолевое питание озера происходит в основном за счет разгружающихся подземных рассолов хлоридного (хлоркальциевого) типа.

Антарктикит (шестиводный хлорид кальция) обнаружен на дне оз. Дон-Гуан, расположенного среди сухих долин на юге Земли Виктория в Антарктиде. Минерализация его рассолов достигает 368 г/кг, содержание кальция – до 130,9 г/кг [7]. Примерно в 7 км от оз. Дон-Гуан располагается уникальное стратифицированное оз. Ванда также хлоридного типа, из воды которого выпадают редкие кристаллы гипса и кальцита. До глубины 5 м вода озера пресная, ниже минерализация воды начинает медленно повышаться до глубины 50 м, где она с 3,2 г/л увеличивается до 33 г/л на глубине 54 м. Минерализация придонной воды (66 м) достигает 115 г/л при содержании кальция почти 76 г/л. Особенности формирования химического состава водоемов Антарктического материка с его очень суровым климатом, так же как и условия выпадения хемогенных минералов еще в достаточной степени не изучены.

Эвалоритами Мертвого моря являются галит, гипс и ангидрит. Однако при недавнем существовании стратификации кристаллы гипса, погружавшиеся на глубину более 5 м, растворялись, сульфат-ион восстанавливался до сероводорода, а кальций, соединившись с углекислотой, образующейся при восстановлении сульфатов, осаждался в виде кальцита. При дальнейшем сгущении воды Мертвого моря начинает выпадать карналит. В отложениях оз. Лисан, предшественника Мертвого моря, широко распространены арагонит и кальцит. В донных осадках соляных озер хлоридного типа в Средней Азии и Казахстане из соляных минералов был встречен только галит.

В 1980 г. появилось сообщение о новом хлоридном минерале – синжарите  $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , найденном в наносах сухого вади недалеко от г. Синжар в Ираке [9]. Это бледно-розовый минерал с белыми прожилками, обладающий блеском от стеклянного до жирного и имеющий твердость 1,5. Кристаллы вытянутые призматические ромбической формы с удельной массой 1,77. Рентгенографически в нем кроме хлора и кальция обнаружены следы натрия, калия, магния, стронция и железа. Синжарит легко растворяется и может встречаться только в областях с аридным и экстрааридным климатом.

При изучении минерального состава соленосных отложений хлоридного галогенеза основное внимание обращалось только на соляные минералы. Исходя из общих закономерностей аутигенного минералообразования, в том числе и в подземных рассолах хлоридного (хлоркальциевого) типа, можно предположить, что в солеродных бассейнах хлоридного типа, а также при диагенетических и эпигенетических процессах в них будут образовываться хлорит, тальк, гидроталькит, альбит, серпентин. Этот список минералов будет намного увеличен при дальнейшем изучении соленосных отложений хлоридного галогенеза. Выявление таких минералов может помочь при решении вопроса, в результате галогенеза какого типа образовалась та или иная неполноразвитая соленосная формация, в которой не встречены типопределяющие соляные минералы.

Изучение особенностей хемогенного седиментогенеза в водах и рассолах хлоридного типа только начинается. Много неясного в условиях формирования химического состава поверхностных вод и их эволюции в водоемах. Термин *метаморфизация химического состава воды* для объяснения перехода ее из одного типа в другой, широко применяемый гидрохимиками и гидрогеологами, чаще всего ничего не выражает. По мнению автора очередной гипотезы, метаморфизация воды может идти в прямом или обратном направлении. Вполне естественно, что в этом случае даже тогда, когда процесс метаморфизации идет в подземных водах, не обращается никакого внимания на изменение минерального состава вмещающих пород. Кроме того, этот термин позволяет придать

метаморфизованный воде любой, по преимуществу морской генезис [2]. Один из авторов статьи однажды задал М.Г. Валяшко следующий вопрос – при какой степени метаморфизации морскую воду нельзя будет называть морской? Ответа он не получил, так как М.Г. Валяшко об этом не думал. Нам представляется, что метаморфизованная (измененная) в результате биохимических процессов или смешения с притекающими водами и взаимодействия с приносимой ими взвесью, а после захоронения – в результате взаимодействия с вмещающими осадками морская вода не может уже называться морской. Прежде всего это относится к такой воде, при испарении которой ассоциации аутигенных хемогенных минералов будут иными, чем при испарении морской воды. Следует отметить, что Н.С. Курнаков [6] считает, что присутствие тахгидрита в донных осадках соляного озера является признаком водно-солевого питания этого озера континентальными водами.

Проблема изучения соленосных формаций, происхождения и эволюции водоемов с водой хлоридного типа и их осадков ждет своих исследователей.

#### Список литературы

1. Баталин Ю.В., Станкевич Е.Ф. Континентальные соленосные отложения и условия их формирования // Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 34–49.
2. Валяшко М.Г. О некоторых физико-химических и геохимических проблемах галогенеза // Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 109–120.
3. Жарков М.Д., Благовидов В.В., Жаркова Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения // Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 3–22.
4. Жарков М.А., Жаркова Т.М. Раннемеловая соленосная формация Габон-Ангольского бассейна // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 3–44.
5. Жаркова Т.М. Меловые соленосные отложения бассейнов Кхорат и Сакон-Нихкон (Таиланд, Лаос) // Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск: Изд-во ИГ СО АН СССР, 1984. С. 28–54.
6. Курнаков Н.С., Жемчужный С.Ф. Магниево-натриевые озера Перекопской группы. // Н.С. Курнаков. Избр. тр. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 113–131.
7. Станкевич Е.Ф. К вопросу о хлоридном типе галогенеза и хлоридных соляных отложениях // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 60–68.
8. Станкевич Е.Ф., Имамеев А.Н. Соляные минералы в донных отложениях соляных озер Казахстана и Средней Азии // Физико-химические закономерности в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 107–122.
9. Aljubouri Z.A., Aldabbagh S. Sinjarite a new mineral from Iraq // Mineral. Mag. 1980. V. 43. № 329. P. 643–645.
10. Dunhing C.E., Cooper I.F. A second occurrence of antarcticite from Bristol dry lake, California // Amer. Mineralogist. 1969. V. 54. № 7–8. P. 1018–1025.
11. Hite R.J., Japakasetr T. Potasch deposits of the Khorat Plateau, Thailand and Laos // Econ. Geol. 1979. V. 74. № 2. P. 448–458.
12. Wardlow N.C. Unusual marine evaporites with salts of calcium and magnesium chloride in Cretaceous basins of Sergipe, Brazil // Econ. Geol. 1972. V. 67. P. 156–168.

ВНИИГЕОЛНЕРУД, Казань

Поступила в редакцию  
12.IX.1991

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.351.1(261)

© 1992 Бадюкова Е.Н.

РАСТВОРЕНИЕ КВАРЦА  
В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ СЕЙШЕЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

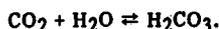
Положение Сейшельских островов в экваториальной зоне с высокими температурами, обильными осадками и густой растительностью предопределило активное развитие химико-биологических процессов, обуславливающих интенсивное выветривание материнских гранитов и превращение их в типичные латериты. Изучение состава коры выветривания Сейшельских островов показывает, что специфической особенностью элювия кислых пород является присутствие значительного (до 50%) количества зерен кварца [2]. Однако в береговой зоне, куда кварц поступает из глубоко переработанной коры выветривания, этот минерал присутствует в больших количествах лишь в бухточках, ограниченных гранитными мысами, а также в устьях рек, не блокированных барями.

Кварц — один из самых устойчивых к разрушению минералов. До недавнего времени считалось, что в береговой зоне он подвергается только медленному истиранию. Использование сканирующей электронной микроскопии позволило за последние годы накопить большой фактический материал, показывающий, что кварц в береговой зоне подвергается интенсивному химическому растворению [6, 7]. Выявлено несколько типов поверхностей кварцевых зерен, соответствующих гляциальному, флювиальному, прибрежному и эоловому генезисам, и составлен атлас фотографий этих поверхностей [9].

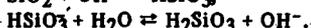
Рассмотрим причины, способствующие растворению кварца в береговой зоне тропических морей. Одной из основных причин является водородный показатель pH. Так как pH функционально связана с концентрацией  $\text{CO}_2$ , увеличение его в морской воде ведет к уменьшению pH воды и, наоборот, уменьшение концентрации  $\text{CO}_2$  приводит к увеличению значений pH. Как показали экспериментальные работы [7], растворение кварца зависит от величины pH и начинается при pH, равном 9.

На мелководье тропических и субтропических морей отмечаются очень высокие значения pH; так, на Бермудских островах эта величина достигает 9,6 [8], что объясняется высокими температурами и влиянием света на жизнедеятельность синезеленых водорослей и растений, которые резко уменьшают концентрацию  $\text{CO}_2$  в морской воде, увеличивая, таким образом, pH.

Химизм процесса растворения зерен кварца можно представить в следующем виде. Углекислый газ в отличие от других газов атмосферы не является химически инертным по отношению к воде, он реагирует с ней, образуя угольную кислоту:

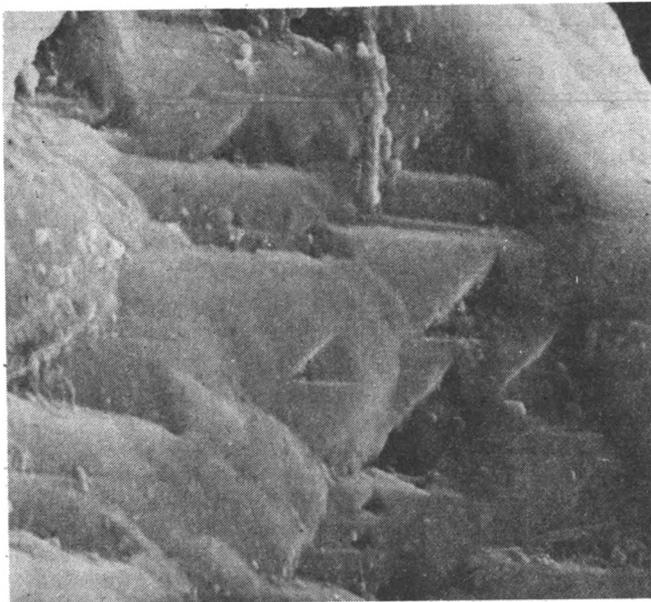


Если в воде уменьшается содержание  $\text{CO}_2$ , то изымается кислота  $\text{H}_2\text{CO}_3$  и раствор становится щелочным.  $\text{SiO}_2$  — амфотерное вещество, т.е. растворяется как в кислотах, так и в щелочах, реагирует с анионом гидроксильной группы, образуя анион слабой кислоты, который в свою очередь реагирует с водой. В результате образуется полимер, легко растворимый в воде, и анион гидроксильной группы. Последний катализирует переход  $\text{SiO}_2$  в жидкую фазу:

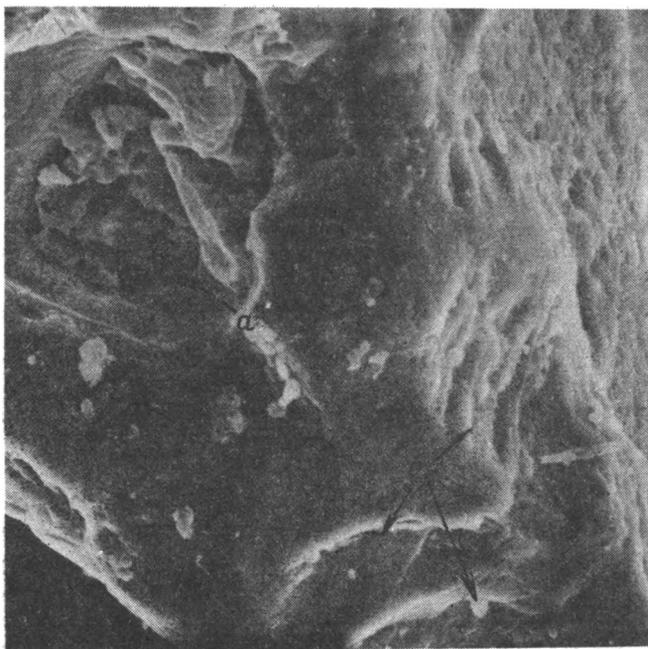


Процесс этот протекал бы очень медленно, но в прибрежной зоне вещество дезинтегрировано, все время подвержено механическому воздействию, что приводит к истиранию зерен кварца. При этом в результате раздробления увеличивается поверхность соприкосновения зерна с водной средой и растворение начинает протекать гораздо интенсивнее.

При механических воздействиях в прибойном потоке возрастает вероятность нарушения кристаллической структуры кварца, в результате возникает аморфизированный активный



**Фиг. 1.** Кварцевые зерна из береговой зоны о-ва Маз. Ярко выражены структуры химического растворения – V-образные ориентированные депрессии. Увел. 3000



**Фиг. 2.** Структуры растворения на поверхности кварцевого зерна: а – впадины растворения; б – реликтовый раковистый излом. Увел. 4000

поверхностный слой. По данным Р. Айлера [1], растворимость тонкоизмельченного кварца благодаря присутствию аморфизированного поверхностного слоя достигает 120–140 мг/л, т.е. увеличивается более чем в 100 раз.

Таким образом, в береговой зоне тропических островов есть основные предпосылки для интенсивного растворения кварца: высокие значения pH и механическое разрушение кристаллической структуры кварца в прибойном потоке, способствующее образованию аморфного кремнезема на поверхности кварцевых зерен.

Для выявления различных типов поверхностей зерен кварца, отобранных на пляжах о-ва Маэ, входящего в группу Сейшельских островов, проводились фотографирование и дешифрирование снимков различных микроструктур на поверхности зерен. Работы велись на сканирующем электронном микроскопе JSM = US по методике Кринслея и Дурнкампа [9]. Предварительно проводили гранулометрический анализ образцов и для дальнейшей работы отбирали фракцию 0,25–0,1 мм. Затем для изъятия карбонатного материала навеску (30 г) этой фракции помещали в 5%-ный раствор HCl на 15 ч, после чего образец промывали дистиллированной водой и высушивали. Из каждой навески под бинокулярным микроскопом отбирали 30 зерен кварца примерно одной группы окатанности, которые и исследовали далее на электронном сканирующем микроскопе. На каждом зерне детально просматривали несколько участков, отмечали число наиболее характерных поверхностей.

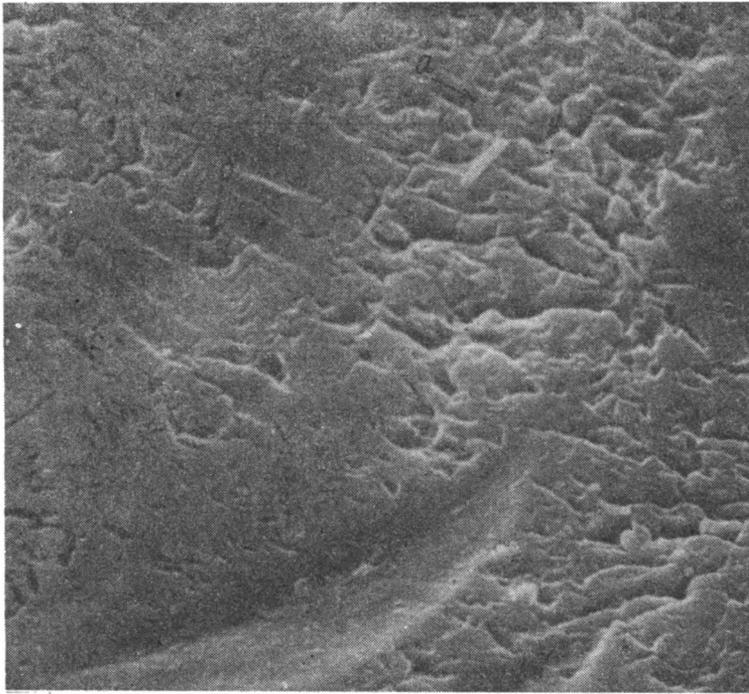
Как показали результаты дешифрирования фотографий микроструктур, кварцевые зерна из береговой зоны характеризуются ярко выраженными структурами химического растворения. Наиболее часто встречаются ориентированные треугольные депрессии, размеры которых колеблются от 1 до 5 мкм (фиг. 1). Эти структуры являются индикаторами интенсивного химического растворения, что подтверждается лабораторными экспериментами [10]. Помимо этих структур на поверхности кварца много ямок, глубоких борозд, образующихся при растворении вдоль микротрещин (фиг. 2). Часто наблюдается губчатая поверхность зерна, возникающая также в результате интенсивного растворения кварца (фиг. 3).

На поверхности подавляющего большинства (90%) зерен кварца, взятых на пляжах Сейшельских островов, обнаружены диатомовые водоросли, по-видимому, играющие существенную роль в растворении кварца. По определению О.А. Казариной, эти диатомеи принадлежат к *Rhaphoneis surirella* (фиг. 4). На некоторых зернах эти водоросли исчислялись десятками. Интересно, что этот вид диатомовых водорослей, судя по нашим исследованиям, обитает на Сейшельских островах только в береговой зоне, вблизи уреза и только на поверхности кварцевых зерен. Однако неясно, то ли диатомеи "съедают" уже растворенный кварц, то ли сами способствуют растворению последнего. Во всяком случае полное отсутствие этих водорослей на любых других обломочных частицах как на пляжах, так и на поверхности риф-флетов, окружающих острова, указывает и на то, что присутствие диатомей именно на кварцевых зернах не случайно. Вероятно, они "съедают" нарушенный коллоидный слой кварцевого зерна, который образуется, как уже отмечалось, в нейтральной и щелочной средах.

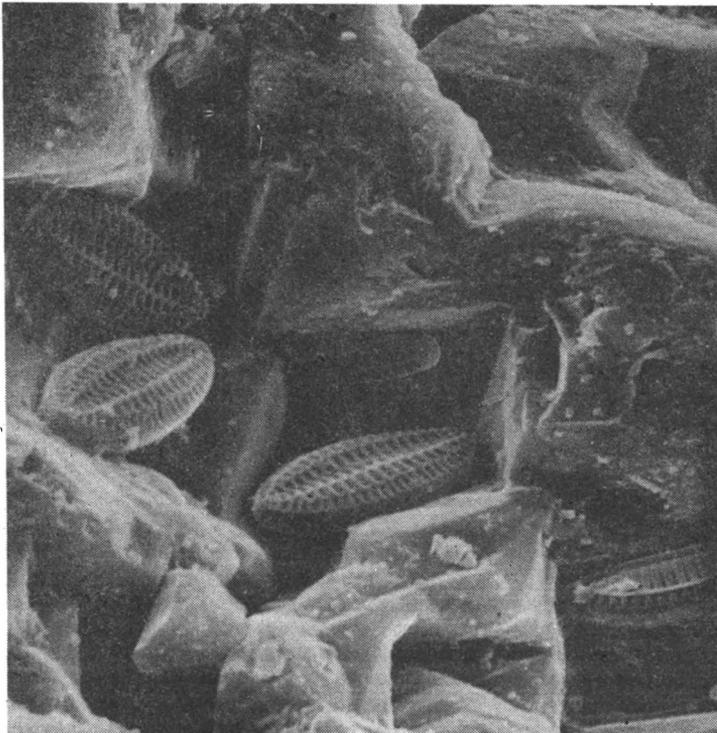
Показателем интенсивного растворения кварца в береговой зоне Сейшельских островов является и следующий факт. Как указывалось выше, из минералов легкой фракции коры выветривания гранитных островов только кварц заметно участвует в прибрежном осадконакоплении. Таким образом, следовало бы ожидать достаточного его количества в отложениях пляжа. Однако этого не наблюдается; почти на всех пляжах резко преобладает карбонатный материал и только на небольших карманных пляжах, ограниченных гранитными мысами, кварца сравнительно много.

Нами были отобраны образцы из низкой голоценовой террасы, из берегового вала и с пляжей двух небольших бухт о-ва Маэ. Во всех образцах кварца визуально сравнительно много, так как эти бухты ограничены гранитными мысами, а кроме того, в одну из них впадает небольшая речка, поставляющая терригенный материал.

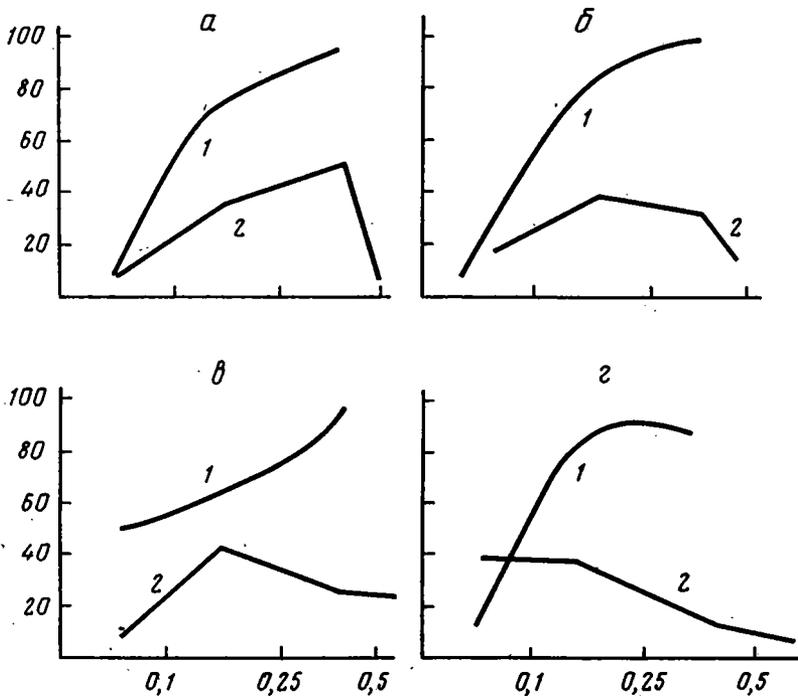
Со всеми образцами был проведен гранулометрический анализ, на построенных по полученным результатам гистограммах выделены фракции 0,5–0,25 и 0,25–0,1 мм (фиг. 5). Затем каждую фракцию взвешивали на аналитических весах и затем помещали в 0,5%-ный раствор HCl на 15 ч. После растворения карбонатов остался практически один кварц, который промывали, высушивали и взвешивали каждую фракцию. По повторным результатам взвешивания определяли процентное содержание кварца в каждой из фракций (фиг. 5). Оказалось, что в исследованных образцах кварца больше всего содержится в крупных (1–0,5 и 0,5–0,25 мм) фракциях и практически нет или ничтожно мало во фракциях мелких песков и крупных алевритов. На пляжах такое положение вещей можно было бы объяснить относительной молодостью отложений и тем, что кварц просто не успел достичь должной размерности. Но тогда кварцевые зерна размерности мелкого песка и алеврита должны были бы отмечаться в отложениях голоценовой террасы, возраст которой по  $^{14}\text{C}$  составляет 2500 лет (по определе-



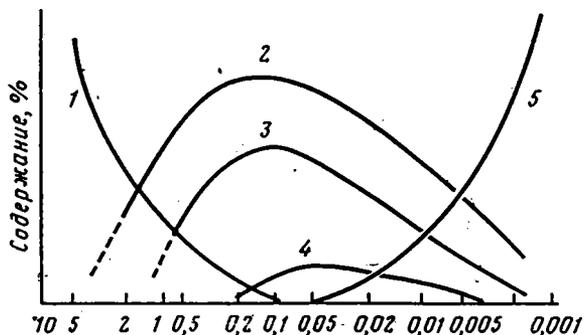
Фиг. 3. Поверхность кварцевого зерна со следами химического растворения: а – губчатая поверхность; б – V-образные ориентированные депрессии. Увел. 3000



Фиг. 4. Диатомовые водоросли *Raphoneis surirella*, обитающие на поверхности кварцевых зерен. Увел. 3000



Фиг. 5. Гистограммы образцов из береговой зоны о-ва Маэ.  
 а — бар; б — терраса; в, г — пляж: 1 — содержание кварца; 2 — распределение по фракциям образца в целом



Фиг. 6. Распределение кварца в гранулометрическом спектре осадков [4]

1 — обломки породы; 2 — кварц; 3 — полевые шпаты; 4 — тяжелая фракция; 5 — мусковит и минералы глин

нию лаборатории новейших отложений, МГУ), однако и здесь наблюдается резкое презоладание кварца во фракциях 1—0,5, и 0,5—0,25 мм.

Как известно, величина кварцевых зерен определяется изначальным их размером в исходной породе. Первоначальным источником обломочного кварца на Сейшельских островах являются, как уже отмечалось, граниты. Эти породы, по Ф. Петтиджону [3], редко дают зерна крупнее 1 мм, 20% зерен имеют размерность, превышающую 0,6 мм, остальные зерна имеют меньшие размеры. Процесс окатывания частиц рыхлого материала протекает по-разному в зависимости от размеров зерен и длительности истирания. Г.А. Тарасов [5] проводил экспериментальные работы по истиранию кварца в условиях, приближающихся к

природным и соответствующим нижней части пляжевой зоны. В смешанном образце наиболее сильно истираются кварцевые зерна крупно- и среднезернистой размерности, одновременно происходит увеличение объема навески мелкозернистого песка и алевролита. По данным Н.М. Страхова [4], кварц в гранулометрическом спектре осадков занимает также диапазон фракций от 3 до 0,002 мм, с максимумом распространения во фракции 0,1 мм (фиг. 6).

Таким образом, на пляжах Сейшельских островов отсутствие мелкозернистого кварца можно скорее всего объяснить его растворением, которое более интенсивно воздействует на зерна небольших размеров. Основными предпосылками для их растворения являются высокие значения pH в береговой зоне, механическое разрушение кристаллической структуры кварца в прибойном потоке, а также присутствие диатомовых водорослей, играющих существенную роль в растворении кварца в береговой зоне островов.

#### Список литературы

1. Айлер Р.К. Химия кремнезема. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 416 с.
2. Лисицына Н.А., Богданов Ю.А. Некоторые данные о коре выветривания гранитов о-ва Маэ // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179. № 6. С. 1440-1444.
3. Петтиджон Ф.Д. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 750 с.
4. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 и 573 с.
5. Тарасов Г.А. К моделированию процесса окатывания кварцевых зерен в прибрежной зоне // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 108-111.
6. Friedman J.M. pH and Eh changes in sea-marginal algal pools of the Red Sea and their effect on carbonate precipitation // J. Sediment. Petrol. 1982. V. 52. № 1. P. 41-46.
7. Friedman J.M., Syed A.A. Dissolution of quartz accompanying carbonate precipitation and cementation in reefs: example from the Red Sea // J. Sediment. Petrol. 1976. V. 46. № 4. P. 970-973.
8. Gnaiger E. pH fluctuation in an intertidal beach in Bermuda // Limnology and Oceanography. 1978. V. 23. № 5. P. 851-857.
9. Krinsey D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge Univ. press, 1973.
10. Subramanian V. Origin surface pits on quartz as revealed by scanning electron microscopy // J. Sediment. Petrol. 1975. V. 45. № 2. P. 530-541.

Московский государственный  
университет

Поступила в редакцию  
9.IV.1991

УДК 553.31:551.71/72

© 1992 Кулиш Б.А., Покалюк В.В.

### РАЗВИТИЕ КРИВОРОЖСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО БАССЕЙНА В ДОСАКСАГАНСКОЕ ВРЕМЯ (ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННЫЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

Криворожский железорудный бассейн – крупная синклинирная структура в докембрии Украинского щита, выполненная метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами верхнего архея и нижнего протерозоя. С метасадочными породами бассейна связаны крупнейшие залежи железистых кварцитов, приуроченные к железорудной саксаганской свите [1]. Разрез синклиниория (снизу вверх): 1) плагиигранитоидный фундамент позднеархейского возраста; 2) латовский горизонт базальных кварцевых метапесчаников и метатравелитов; 3) существенно вулканогенная новокриворожская свита; 4) метатерригенная скелеватская свита; 5) терригенно-хемогенная саксаганская железорудная свита; 6) существенно терригенная с прослоями железистых кварцитов гданцевская свита; 7) терригенная лееватская свита [1, 9]. В указанном ряду достоверно установлены два уровня остаточных метаморфизованных площадных кор выветривания, фиксирующих периоды поднятий, перерывов и пенепленизации: 1) на плагиигранитах фундамента под осадками латовского горизонта; 2) на метавулканитах новокриворожской свиты и плагиигранитах фундамента под осадками скелеватской свиты [2,3-5,7]. Второй уровень фиксирует рубеж между археем и протерозоем в Криворожском бассейне.

Период формирования досаксаганских (преджелезородных) комплексов пород охватывает

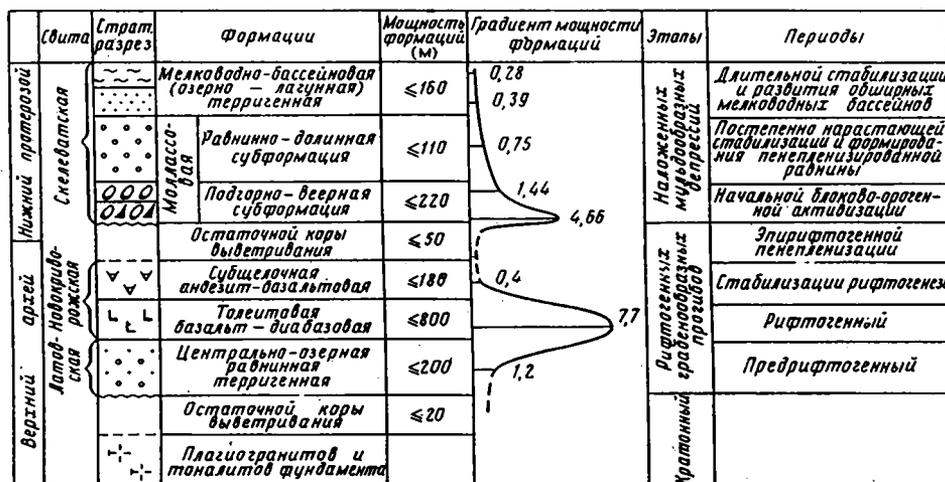


Схема формационной и тектонической периодизации раннего докембрия Кривбасса до начала накопления железисто-кремнистых осадков саксаганской свиты

вает интервал времени от заложения Криворожской структуры до начала массового накопления железисто-кремнистых осадков.

В преджелезородную эпоху развития Криворожской структурно-формационной зоны выделяются три этапа с накоплением ряда осадочных и вулканогенных формаций (рисунок).

1. Кратонный этап — длительного континентального состояния территории и формирования зрелой коры химического выветривания на консолидированном позднеархейском плагиогранитоидном фундаменте.

2. Этап рифтогенных грабенообразных прогибов включает накопление осадков латовского горизонта и вулканитов новокриворожской свиты. Он соответствует самостоятельному геотектоническому циклу развития территории, для которого характерно проявление процессов тектономагматической активизации рифтогенного типа и который отделяется от смежных циклов периодами стабилизации, поднятий и формированием пенепленов. В стратиграфическом отношении образования этого этапа соответствуют самостоятельной серии.

3. Этап наложённых мульдобразных депрессий включает отложение терригенных осадков скелеватской свиты.

Расчленение указанных этапов осуществлено на уровне формаций и соответствующих им периодов с целью определения закономерностей геотектонического и палеофациального развития региона в преджелезородную эпоху. Выделение формаций основано на сочетании парагенетического (для метавулканитов) и генетического (для метасадков) подходов. Рифтогенный этап подразделяется на четыре периода: предрифтогенный, собственно рифтогенный, стабилизации рифтогенеза и эпифитогенный (см. рисунок).

В предрифтогенный период происходило заложение предрифтовых депрессий на консолидированном фундаменте с накоплением базальной озерной равнинной терригенной формации мономиктовых кварцевых песчаников и гравелитов латовской толщи [8]. Мощность формации до 200 м. Эти образования залегают непосредственно на архейском фундаменте; пространственно и генетически связаны с размывом коры выветривания силитного типа. Размеры бассейна, судя по распространённости отложений, по-видимому, не превышали 30 км в диаметре. Для отложений характерен высокозрелый состав (мономинеральные кварцевые обломки и серицитовый цемент). Сравнение их химических составов с составами фанерозойских песчаных пород различных геодинамических зон и различной геохимической зрелости показывает, что рассматриваемые породы являются продуктами крайней степени преобразования материнских плагиогранитов в ходе гипергенных процессов и более всего соответствуют отложениям стабильных участков земной коры (кратонов, платформ). По пересчёту среднего химического состава (таблица) на компоненты осадочной породы исходные отложения были сложены кварцем (75%), гидрослюдай (20%) и каолинитом (5%). Наряду с высокой зрелостью породы обладают плохой сортировкой и окатанностью обломков. Латеральные изменения выражаются направленными изменениями состава и зернистости пород на небольших (до 400 м) расстояниях, отражающими смену прибрежных фаций

Номер анализа	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO
1	5	62,46	0,7	19,12	1,68	3,36	0,03	1,23
2	4	83,01	0,41	7,85	0,53	1,50	0,016	0,53
3	1	80,00	0,14	9,80	1,74	2,75	0,02	0,20
4	1	55,70	0,83	25,70	2,02	1,20	0,06	0,36
5	44	54,13	1,07	14,03	3,06	9,15	0,137	4,57
6	45	50,36	0,65	15,46	2,49	8,05	0,187	7,81
7	18	86,9	0,09	8,30	0,19	0,70	0,008	0,26
8	6	72,52	0,34	18,12		0,58	0,004	< 0,10
9	12	69,96	0,34	15,16	1,24	2,56	0,054	2,18

*Примечание.* 1–3 – скелеватская свита (1 – мелководно-бассейновая терригенная формация, кварц-серицитовые металавропелиты, 2 – молассовая равнинно-долинная субформация, олигомиктовые калишпатсодержащие метагравелиты, 3 – молассовая подгорно-веерная субформация, кварцево-кремнистый метапесчаник на серицит-хлоритовом цементе; 4–6. – новокриворожская свита (4 – метазловый вулканитов, формация коры выветривания, кварц-серицитовый сланец из верхней зоны метазловия; 5 – субщелочная андезит-базальтовая формация, метаандезито-базальты; 6 – толеитовая базальт-диабазовая формация,

фациями, более удаленными от береговой линии: метагравелиты с серицитовым цементом сменяются метапесчаниками, в цементе которых появляются биотит, роговая обманка, карбонат. Все это указывает на мелководно-бассейновые условия отложения при пологом рельефе областей сноса и дна бассейна седиментации.

Собственно рифтогенный период ознаменовался образованием глубоких расколов и заложением линейных прогибов типа грабенов. Фрагменты грабенов реконструируются на участке Основной синклинали и в северной части Саксаганского района по ступенчатому увеличению мощностей отложений. Интенсивное прогибание и раскрытие магмоподводящих трещин привели к быстрому захоронению терригенной формации и накоплению мощной толщи вулканитов новокриворожской свиты. Вулканизм этого периода проявился накоплением слабодифференцированной толеитовой базальт-диабазовой формации. Формирование ее происходило на фоне контрастных тектонических движений, что устанавливается по резким колебаниям мощностей формации – от 60 м в бортовой зоне палеограбена (на участке Огненной синклинали), где вулканиты залегают подобно платобазальтам, до 800 м в его осевой части. Главный объем формации (80%) составляют нормальные толеитовые метадиабазы и метабазальты несколько повышенной калиевости (см. таблицу). При сравнении химизма пород с неметаморфизованными вулканитами обнаруживается наибольшее сходство с траппами молодых платформ. Количество туфогенных и осадочных пород в составе формации незначительно и не превышает соответственно 5 и 4%.

Следующий период (стабилизация рифтогенеза) связан с затуханием активности и контрастности тектонических движений и накоплением субщелочной андезит-базальтовой ассоциации вулканитов. Тектоническая стабилизация в этот период определяется по выдержанности мощностей данной ассоциации как в бортовых, так и в осевых частях палеограбена на участке Основной синклинали (120–180 м). Основной объем ассоциации составляют субщелочные метаандезито-базальты (55%) и их туфы (10%). Общими особенностями для них в отличие от толеитовой ассоциации являются повышенная щелочность, железистость, титанистость, а также пониженные количества MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В отличие от типичных известково-щелочных серий островных дуг рассматриваемая ассоциация характеризуется отсутствием высокоглиноземистых разностей базальтов и андезитов, кроме того, слабой дифференцированностью составов – от щелочных базальтов до трахиандезит-базальтов. Количество туфогенных и осадочных пород по сравнению с толеитовой формацией значительно выше и составляет соответственно 10 и 9%. В пределах Южного района Криворожского бассейна фиксируется лишь один цикл, выражающийся в смене указанных ассоциаций в разрезе. На севере Саксаганского района строение новокриворожской свиты более сложное. Здесь отмечается неоднократное повторение в разрезе толеитовой и субщелочной ассоциаций. Можно полагать, что подобный характер соотношения формаций определяется неоднократным чередованием периодов стабилизации и активизации рифтогенного процесса.

MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub>	Сумма
2,0	0,059	4,85	0,80	0,23	0,06	3,61	—	100,19
0,73	0,019	3,14	0,33	0,56	0,44	1,60	0,06	100,72
0,80	0,01	2,50	0,20	0,05	0,34	1,76	—	100,29
1,56	0,31	8,47	0,79	—	1,43	1,78	—	100,21
4,88	0,13	2,68	2,58	0,09	1,15	3,01	0,20	100,82
8,70	0,067	1,07	2,41	0,03	0,32	2,94	0,13	100,67
0,30	0,027	1,82	0,25	0,02	—	1,15	—	100,01
0,28	0,05	4,82	0,46	0,03	—	2,48	—	99,78
1,16	0,05	1,54	4,78	0,06	0,17	1,62	0,70	100,13

толеитовые метабазалты и метадиабазы; 7 — латовский горизонт (свита), озерная равнинная терригенная формация, серицит-кварцевые метапесчаники и метагравелиты; 8 — метазелювий плагиогранитов, формация коры выветривания, кварц-серицитовые, серицит-кварцевые сланцы из верхней зоны метазелювия, 9 — плагиограниты фундамента.

Анализы № 4 заимствованы из работы [3]; № 7 — из работы [8]; № 8 — из работы [7], остальные — данные автора.

Эпифиогенный период характеризовался прекращением вулканизма, консолидацией прогиба, общим поднятием территории и формированием зрелой сиалитной коры химического выветривания на вулканитах новокриворожской свиты.

Этап наложенных мульдообразных депрессий, в течение которого отложились терригенные осадки скелеватской свиты, включает образования трех периодов: начальной блоково-орогенной активизации, постепенно нарастающей стабилизации с формированием пене-пленизированной равнины и длительной стабилизации с развитием обширных мелководных бассейнов. Постепенное затухание активности и контрастности тектонических движений в ходе накопления осадков свиты доказывается закономерным уменьшением (по экспоненте) градиента мощностей отложений снизу вверх по разрезу (см. табл. 1).

Начальный период этого этапа ознаменовался резко контрастными неравномерными блоковыми движениями и накоплением грубообломочных пролювиальных и пролювиально-аллювиальных отложений молассовой подгорно-веерной субформации полимиктовых и олигомиктовых гравелитов и песчаников. Термином *молассы* нами определяются терригенные отложения любых наземных равнин и предгорий независимо от их геотектонической природы. Для отложений в целом характерны: полимиктовый, реже олигомиктовый состав обломков, основная часть которых состоит из продуктов разрушения вулканогенных и связанных с ними осадочных пород; плохая сортировка и окатанность песчано-гравийного материала; незрелый состав цемента; сильная изменчивость мощностей прослоев по простиранию [6]. Снизу вверх в строении субформации наблюдаются: увеличение зрелости отложений (смена полимиктовых метаконгломератов олигомиктовыми и др.); улучшение сортировки и окатанности обломков; уменьшение роли грубообломочных пород. Главный источник терригенного материала при накоплении субформации — близлежащая вулканическая суша.

Следующий период отвечает постепенному затуханию активности и контрастности тектонических движений; в связи с этим происходят: выравнивание рельефа территории, замедление скорости осадконакопления, расширение и удаление областей сноса. В этих условиях накапливается молассовая равнинно-долинная субформация олигомиктовых калишпатсодержащих гравелитов, песчаников и песчанистых алевролитов. По сравнению с нижележащей субформацией породы характеризуются лучшей сортировкой и окатанностью обломков (преобладают полуокатанные), более зрелым цементом, выдержанностью мощностей прослоев по простиранию. Присутствие обломочных зерен калишпата (до 15%) в породах свидетельствует о том, что в областях размыва существенную роль стали играть массивы калишпатсодержащих гранитоидов.

Дальнейшая история геологического развития территории определяется установлением весьма стабильного тектонического режима, для которого характерны медленные эпейрогенические движения, охватывающие значительные площади. Глубокая пене-пленизация

территории и равномерное прогибание. области седиментации привели к формированию обширного мелководного бассейна, в котором отлагались песчано-глинистые осадки мелко-водно-бассейновой терригенной формации. Тип бассейна в данном случае строго не определен — это могут быть либо лагуны, либо озера, либо шельф моря. Для данной формации характерен парагенезис высокозрелых (моно- и олигомиктовых) мелкозернистых плохосортированных метапесчаников и углеродсодержащих метаалевропелитов. Вверх по разрезу роль метапесчаников уменьшается до их полного исчезновения и смены метаалевропелитами.

Представленная периодизация раскрывает эволюцию тектонического режима территории, физико-географических условий осадконакопления и вулканизма в эпоху, предшествующую накоплению мощных толщ железистых осадков в Криворожском бассейне. К числу главных факторов, обусловивших отложение этих толщ, относятся: 1) установление весьма стабильного тектонического режима к началу саксаганского времени (по типу платформенного); 2) высокая степень и широкое проявление химического выветривания разнообразных комплексов пород; 3) активное участие выветриваемых основных вулканитов как пород с повышенной железистостью в поставках растворенного железа в бассейн седиментации.

#### Список литературы

1. Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др. Геология криворожских железорудных месторождений. Т. 1 и 2. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 484 с. и 566 с.
2. Бобров Е.Т., Щипакина И.Г. Архейские метаморфизованные коры выветривания Криворожья и реконструкции условий их образования // *Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ.* М.: Наука, 1985. С. 132–148.
3. Гершойг Ю.Г., Каплун Е.Я. Древняя метаморфизованная кора выветривания магматогенных пород Криворожского бассейна // *Докл. АН СССР.* 1970. Т. 195. № 4. С. 915–918.
4. Гершойг Ю.Г., Каплун Е.Я. Древняя кора выветривания саксаганских гранитов Криворожья // *Кора выветривания.* М.: Наука, 1973. Вып. 12. С. 91–110.
5. Додатко А.Д., Кухарева Н.Н., Семергеева Е.А. Метаморфизованная кора выветривания амфиболитов криворожской серии // *Литология и полез. ископаемые.* 1975. № 3. С. 44–55.
6. Животнев А.Я., Покалюк В.В., Гавриленко В.Н. Стратиграфия и литология скелеватской свиты криворожской серии участка Основной синклинали Кривбасса // *Геол. журн.* 1990. № 2. С. 127–138.
7. Кулиш Е.А., Покалюк В.В., Решетняк В.В. Минералого-геохимические особенности верхнеархейской коры выветривания Криворожья // *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.* 1987. С. 116. Вып. 5. С. 564–573.
8. Покалюк В.В., Коржнев М.Н. Вещественный состав и условия формирования метатерригенных отложений латовской толщи в Южном Криворожье // *Геол. журн.* 1990. № 4. С. 99–106.
9. Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.

Отделение металлогении  
ИГФМ АН Украины,  
Киев

Поступила в редакцию  
8.X.1991

## О ТОНШТЕЙНАХ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТУАРКЫРА

Туаркырская угленосная площадь, занимающая около 2000 км<sup>2</sup>, расположена в северо-западной части Туркмении в 100 км к востоку от зал. Кара-Богас-Гол. До недавнего времени на Туаркыре промышленно-угленосными считались лишь среднеюрские отложения, содержащие несколько маломощных (до 1,5 м) угольных пластов. В результате геолого-разведочных работ, проведенных здесь за последние годы, получены новые данные, которые позволили изменить существовавшие ранее представления об угленосности отложений раннеюрского возраста: в южной части площади глубоким бурением вскрыт более полный разрез ранней юры, и в этой толще выявлено два мощных (до 10–20 м) угольных пласта. Естественно, что решение вопросов расчленения и корреляции разрезов раннеюрских отложений приобретает важное значение. Вместе с тем их успешное решение весьма затруднительно, а порой и невыполнимо в связи с чрезвычайной изменчивостью этих отложений в разрезе и по площади, отсутствием надежных маркирующих горизонтов, однообразием состава споропыльцевого комплекса в разрезе и др. Значительную помощь при этом могут оказать тонштейны (каолинитовые прослои), которые выявлены в верхней части толщи раннеюрских отложений, соответствующие согласно действующей стратиграфической схеме комплексу В (фиг. 1). Изучению этих интереснейших образований и посвящено настоящее сообщение.

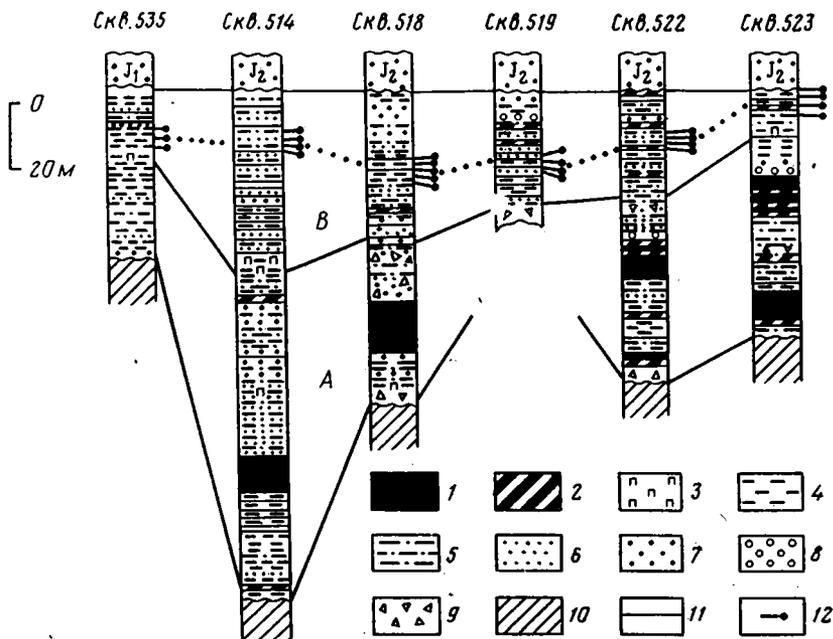
Тонштейны на Туаркыре исследовались нами по керну скважин, а также в обнажениях и канавах, что позволило достаточно детально изучить условия их залегания и морфологию на значительном расстоянии. Установлено, что тонштейны в разрезе ранней юры локализованы в узком (5–12 м) стратиграфическом интервале и образуют прослои мощностью от долей до 10 см, реже более. Всего в разрезе встречено до пяти таких прослоев (фиг. 2).

Ввиду сильной литолого-фациальной изменчивости пород одни и те же прослои на различных участках залегают в угольных пластах, углистых аргиллитах и алевролитах. Особенно четко это наблюдается в обнажениях вокруг возвышенностей Кизыл-Кая, где угольные пласты имеют линзообразную форму и выклиниваются на незначительных (до первых сотен метров) расстояниях, в то время как тонштейны сохраняются и за пределами пластов, залегают во вмещающих породах. По наличию тонштейнов представляется возможным фиксировать в разрезе положение выклинившихся угольных пластов.

Морфология тонштейнов на различных участках не постоянна. Наиболее распространены прослои четковидной формы. Большая часть таких тонштейнов отличается слабой выдержанностью мощностей по простиранию. Их залегание часто осложняется чередованием раздувов и пережимов, которые иногда переходят в тонкие проводники или выклиниваются. Мощность в раздувах достигает 10–15 см, а в пережимах – 0,5–1 см. Реже отмечаются тонштейны с выдержанной мощностью на значительных расстояниях. Контакты с вмещающими породами у этих прослоев очень резкие. Прерывистые прослои отличаются крайней невыдержанностью. В этих прослоях глинистый материал тонко переслаивается с углем или углистым аргиллитом. По простиранию глинистые прослои выклиниваются и на их продолжении обнаруживается лишь мелкая вкрапленность глинистого вещества. Контакты этих прослоев нечеткие.

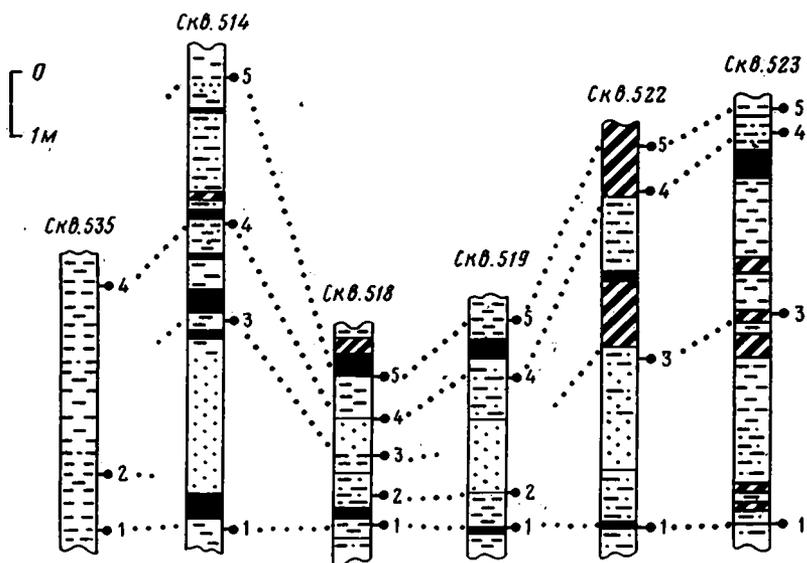
Макроскопически тонштейны представляют собой плотную породу массивной текстуры с неровным изломом, светлой (светло-серой или кремовой) окраской, нередко они содержат включения растительных остатков, иногда хорошей сохранности. Благодаря своему внешнему облику, резко отличному от вмещающих пород, тонштейны достаточно легко обнаруживаются как в керне скважин так и в обнажениях.

По минеральному составу и структуре тонштейны Туаркыра весьма сходны с изученными тонштейнами других месторождений и бассейнов [1, 5, 9, 11, 12] и по характеру структуры, согласно западно-европейской классификации [11, 12], относятся к криптокристаллическому типу. Они сложены главным образом изотропной массой каолинита (фиг. 3,а), в различной степени пигментированной органическим веществом и окрашенной в коричневый цвет. Кристаллические агрегаты каолинита довольно редки и неравномерно распределены в гомогенной массе. Они, как правило, концентрируются в местах скопления органического вещества. В основном это характерные для каолинита слаборазвитые червеобразные или столбчатые кристаллы размером до 0,1 мм (см. фиг. 3,б). По взаимоотношению с окружающей массой и форме можно судить о более поздней стадии их образования. В единичных



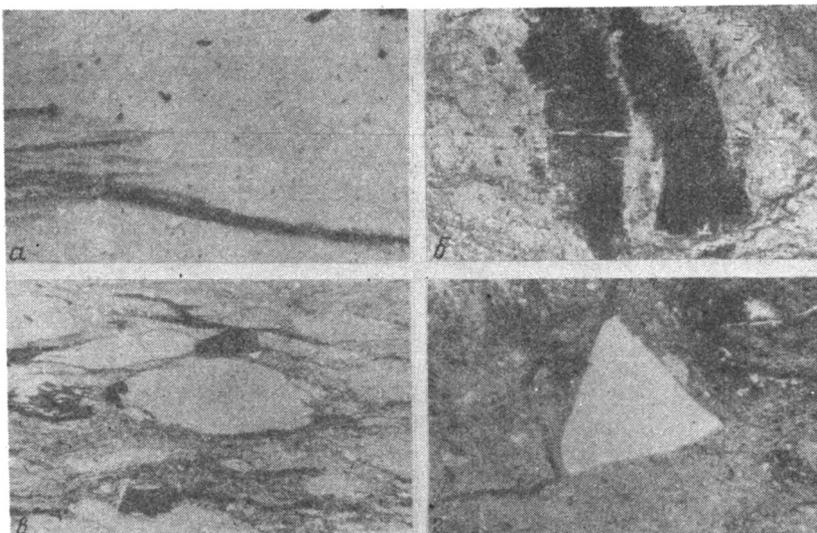
Фиг. 1. Схема сопоставления разрезов нижней юры по тонштейнам (участок Западный Аманбулак)

1 — уголь; 2 — углистые аргиллиты; 3 — пестроцветные породы; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; 6—7 — песчаники (6 — тонко- и мелкозернистые, 7 — средне- и крупнозернистые); 8 — гравелиты; 9 — конгломератобрекчии; 10 — породы фундамента; 11 — границы литолого-стратиграфических комплексов; 12 — тонштейны; А, В — комплексы

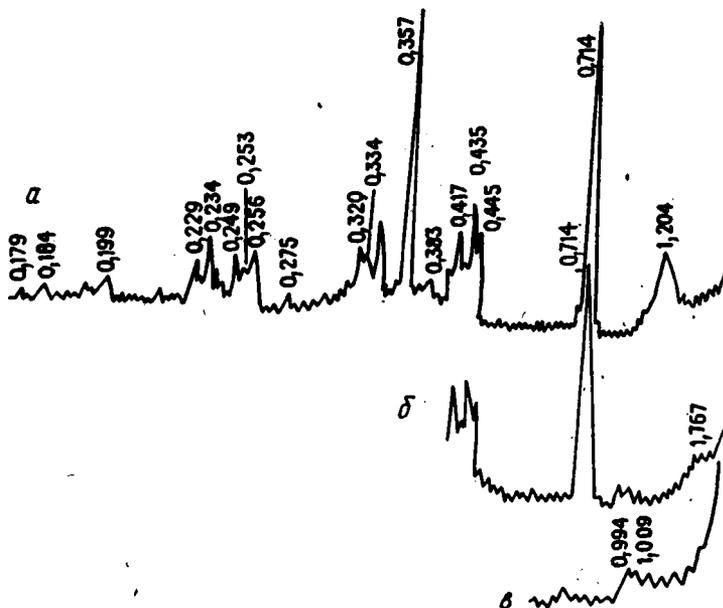


Фиг. 2. Корреляция тонштейнов комплекса В на участке Западный Аманбулак

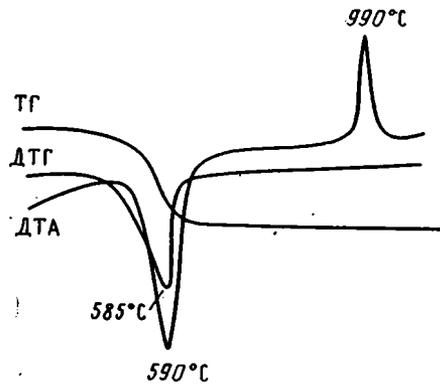
1—5 — номера тонштейнов. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1.



Фиг. 3. Микрофотографии тонштейнов Туаркыра  
 а – криптокристаллический тонштейн 2. Гомогенная масса каолинита с нитевидными органическими остатками (участок Западный Аманбулак, скв. 522, ник. 11, увел. 160); б – столбчатые кристаллы каолинита, тонштейн 1 (ник. 11, увел. 300); в – гранулы псевдоизотропного каолинита в тонштейне 2 (участок Кизыл-Кая, обнажение 27, ник. 11, увел. 140); г – зерно кварца в тонштейне 4 (участок Западный Аманбулак, скв. 518, ник. 11, увел. 100)



Фиг. 4. Рентгеновские дифрактограммы глинистой (< 0,001 мм) фракции тонштейна 2 (участок Кизыл-Кая, обнажение 26)  
 а – препараты (а – исходный, б – насыщенный глицерином, в – прокаленный при 600°C). Базальные отражения приведены в нанометрах



Фиг. 5. Дериwатограмма тонштейна 4 (участок Западный Амайбулак, скв. 522)

DTG — дифференциальная термогравиметрическая кривая, ДТА — дифференциальная кривая нагревания, ТГ — кривая изменения массы

случаях встречены скопления псевдоизотропного каолинита в виде гранул неправильной вытянутой формы, ориентированные параллельно наслоению (см. фиг. 3,е).

Каолининовый состав основной массы тонштейнов подтверждается рентгеноструктурными исследованиями. На рентгенограммах исходной фракции ( $< 0,001$  мм) четко фиксируются присутствие каолиниту [8] базальные рефлексы 0,714 (001) и 0,357 (002) нм (фиг. 4), которые не изменяются при насыщении проб глицерином и исчезают при прокаливании их до  $600^{\circ}\text{C}$ .

О каолининовом составе тонштейнов свидетельствуют и результаты термодифференциальных исследований. На термоаналитических кривых (фиг. 5) установлены типичные для каолинита [6] эндотермический эффект в температурном интервале  $570\text{--}610^{\circ}\text{C}$ , связанный с аморфизацией вещества и сопровождающийся потерей веса, и экзотермический эффект в области более высоких ( $950\text{--}1000^{\circ}\text{C}$ ) температур, связанный с кристаллизацией муллита.

Из других глинистых минералов в небольших количествах содержится монтмориллонит, который часто каолинизирован. Наличие этого минерала легко диагностируется на рентгенограммах по смещению рефлекса 1,204 нм в воздушно-сухом состоянии до стандартной величины 1,767 нм насыщении глицерином и смещении его до 1,009 нм при прокаливании пробы.

Обломочные компоненты, общее количество которых колеблется от 1 до 12%, представлены главным образом кварцем и полевыми шпатами. Они находятся в виде характерных для пирокластического материала угловатых, оскольчатых форм зерен размером от 0,07 до 1 мм (см. фиг. 3,з); полевые шпаты — часто в виде призматических зерен в основном не изменены, иногда слабо пелитизированы.

Кроме перечисленных минералов в очень малых (до 0,5, редко до 1%) количествах находятся кальцит, хлорит, биотит, пирит, циркон и доломит.

Присутствующий в тонштейнах в различных количествах органический материал морфологически разнообразен. Он представлен растительным детритом и встречается в рассеянном виде, в виде обломков, прожилков и нитевидных включений. Органическое вещество гелифицировано и фюзенизировано. Его количество, как правило, увеличивается в приконтактных частях тонштейнов, где нередко наблюдаются хорошо сохранившиеся растительные остатки, пустоты клеточной ткани которых выполнены глинистым материалом.

Валовый химический состав тонштейнов, приведенный в таблице, показывает, что все тонштейны идентичны по своему составу, а по содержаниям  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  близки к составу каолинита [4]. Кремниевый модуль ( $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ ) весьма устойчив, и лишь в двух образцах, характеризующихся наибольшим (до 12%) содержанием обломочного материала, отмечается несколько высокая (1,61 и 1,60) величина этого параметра, что, очевидно, связано с присутствием кварца и полевых шпатов. Значения гидролизатного модуля ( $\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{SiO}_2$ ), варьирующие в образцах в диапазоне 0,65—0,82, позволяют классифицировать туаркырские тонштейны как гидролизаты.

Полуколичественным и количественным (8 проб) спектральными анализами в тонштейнах определены следующие средние содержания микроэлементов, г/т: Ti 1923; Mn 219; Ni 32; V 42; Cr 25; Zr 291; Cu 24; Pb 31; Sr 212; Ba 79; Ga 22; Nb 44; Zn 151; Sn 14; Mo 4; Li 72. Из

**Химический состав тонштейнов (1-5) Туаркыра, вес. %**

Компонент	Западный Аманбулак, скв. 522				Кызыл-Кая, обнажение 26	
	1	3	4	5	1	2
SiO <sub>2</sub>	45,40	46,30	47,50	52,80	48,80	50,20
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,30	0,30	0,81	0,24	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,94	36,36	36,38	32,72	35,03	31,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,87	0,52	0,74	0,87	1,91
FeO	0,29	0,29	0,25	0,23	0,24	0,31
CaO	0,56	0,28	0,28	0,56	0,26	0,26
MgO	0,30	0,60	0,20	0,20	0,56	0,94
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,30	0,35	0,40	0,60	1,00
K <sub>2</sub> O	0,80	0,30	0,30	0,60	0,85	1,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	0,03	0,06	0,01	0,04
SO <sub>3</sub>	0,10	0,17	-	0,10	0,03	0,03
П.п.п.	17,31	14,07	13,78	10,68	12,10	12,26
Сумма	99,98	99,90	99,89	99,90	99,59	99,57
КМ	1,34	1,27	1,31	1,61	1,39	1,60
ГМ	0,77	0,82	0,79	0,65	0,74	0,67

*Примечание.* КМ и ГМ соответственно кремниевый и гидролизатный модули. Анализы выполнены в ЦЛ ВКГРЭ, аналитик Л.Н. Юдина.

приведенных данных видно, что для тонштейнов Туаркыра характерны повышенные (в 1,5-2 раза по отношению к кларковым для глин и магматических пород [3]) содержания цинка, свинца, циркония и ниобия.

В тонштейнах методами факторного и кластерного анализов установлены следующие парагенезисы химических элементов: V-Cr-Cu-Li; Ti-Ga; Pb-Mo-Zn; Zr-Nb-Sn.

Вопрос о генезисе тонштейнов в настоящее время нельзя считать окончательно разрешенным. В имеющихся публикациях отечественных и зарубежных авторов, анализ которых приводится в работе [9], рассмотрено несколько возможных путей происхождения подобных образований. Наиболее распространены и обоснованы четыре из них. Осадочный путь предполагает образование тонштейнов в результате каолинизации в торфянике нормальных осадков, исходный материал которых поступал из области сноса. Хемогенная концепция предусматривает поступление исходного материала в виде растворов или гелей SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Биогенное происхождение тонштейнов связано с накоплением глинозема и кремнезема болотной растительностью, т.е. зола и минеральные вещества растений углеобразователей служат главными поставщиками глинозема и кремнезема. Вулканогенная гипотеза предполагает поступление в торфяники вулканического пепла из удаленных источников золы путем и последующее преобразование пирокластического материала в кислой среде до каолинита. Эта гипотеза наиболее обоснована и в последнее время получила новые подтверждения в ряде работ [9, 13, 14 и др.]. Она более всего отвечает представлениям о механизме образования тонких пропластков, выдержанных на большой территории. Геологические факты, которые авторы наблюдали при изучении тонштейнов Туаркыра (широкое площадное распространение; наличие четких контактов тонштейнов с породами кровли и почвы; наличие тонштейнов как в угольных пластах, так и в углевещающих породах; присутствие синхронных с тонштейнами туфовых прослоев и рассеянного пирокластического материала в угленосных отложениях; морфологические особенности зерен минералов), наиболее объяснимы именно с позиции вулканогенного пути образования тонштейнов.

Кроме того, косвенным подтверждением вулканогенной природы исходного материала тонштейнов является состав геохимических парагенезисов, идентичный вулканитам, вскрытым на Туаркыре рядом скважин, и заметно аномальные концентрации в тонштейнах таких химических элементов, как цинк, свинец, цирконий и ниобий [10].

Процессы преобразования вулканического вещества в торфяниках объясняются рядом исследователей [2, 7 и др.], установивших, что процесс перекристаллизации и последующих диагенетических изменений вулканического стекла в кислых средах, в частности под воздействием торфяных болотных вод, приводит к его практически полному замещению монт-

мориллонитом [7]. Экспериментальные исследования Л.И. Боголюбовой, Л.А. Соколовой, Л.А. Юревич [2] показывают, что монтмориллонит в торфяниках в свою очередь сравнительно быстро замещается мелкокристаллическим, часто изотропным каолинитом, особенно в обводненных торфяниках, причем степень замещения тем выше, чем меньше мощность этих прослоев и больше объем торфяника.

Четкая стратиграфическая приуроченность туаркырских тонштейнов, их хорошо выраженные макроскопические признаки позволили использовать их, по опыту других угольных бассейнов (Донецкого, Кузнецкого, Карагандинского, угольных бассейнов Европы), при идентификации и корреляции нижнеюрских отложений Туаркырской угленосной площади и обоснованно внести существенные коррективы в определение границ раннеюрского осадконакопления.

#### Список литературы

1. Адмакин Л.А., Портнов А.Г. Тонштейны Иркутского бассейна // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 88–98.
2. Боголюбова Л.И., Соколова Л.А., Юревич А.А. О превращении монтмориллонита в каолинит при торфообразовании (экспериментальные исследования) // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 4. С. 130–133.
3. Войткевич Г.В. и др. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.
4. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3 и 4. 318 и 482 с.
5. Зарицкий П.В. Межугольные каолинитовые прослои ("тонштейны") Донбасса // Зап. ВМО. Вторая серия. 1970. Ч. 99. Вып. 5. С. 619–625.
6. Иванова В.П. и др. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 400 с.
7. Копорулин В.И. Формирование цеолитовых пород в туфогенных формациях некоторых районов Северо-Востока СССР // Продукты вулканизма как полезные ископаемые. М.: Наука, 1975. С. 122–138.
8. Рентгеновские методы определения минералов глины / Под ред. В.А. Фрачк-Каменецкого. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 402 с.
9. Черноьянц М.Г. Тонштейны и туфогенные прослои среднекаменноугольных отложений Донбасса и их использование при корреляции: Дис ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 150 с.
10. Юдович Я.Э., Керпус М.П., Шуленова А.Н. и др. Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Левминской зоны Урала // Геохимия. 1986. № 10. С. 1464–1476.
11. Burger K. Kohlentonsteine als Zeitmarken, ihre Verbreitung und ihre Bedeutung für die Exploration und Explotation von Kohlenlagerstätten // Z. Dtsch. geol. Ges. 1982. Bd. 133. S. 204–205.
12. Guthörl P., Hoehne K., Schüller A. Monographie der Saartonsteine // Geologie. 1956. Bd. 5. № 1а. S. 697–755.
13. Francis E. Thin beds of graded kaolinized tuff and tuffaceous siltstone in the Carboniferous of Fife // Bull. Geol. 1967. V. 17. P. 191–214.
14. Stöffer D. Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentopetrographischer und geochemischer Untersuchungen in Flöz Wahlshied der Grube Ens Dorf (Saar) // Beitr. Mineral. und Petrogr. 1963. Bd. 9. S. 285–312.

ВНИГРИуголь, Рбстов-на-Дону

Поступила в редакцию  
22.VI.1991

## КРИТИКА

УДК 553.64

© 1992 Завин Ю.Н.

ВНЕ РАЗ О РОЛИ БИОГЕННОГО ФАКТОРА  
В ФОСФОРИТОБРАЗОВАНИИ\*

Э.Л. Школьник [5], проведя сравнительный анализ фосфоритов Центральных Кызылкумов и Северной Африки, пришел к выводу, что "...главная особенность Центрального Кызылкума заключается в их преобладающем нахождении на месте фосфатизации, т.е. *in situ*, а фосфоритов Северной Африки — в преобладающем переотложении, обломочном характере. Последние являются в общем продуктами разрушения неких начальных, отчасти фосфатных слоев с последующим накоплением преимущественно только фосфатных, ранее литифицирующихся фрагментов" [5, с. 139]. Данная точка зрения на сугубо обломочный характер зерен фосфоритов Северной Африки является довольно распространенной. Нередко в качестве обломочных рассматриваются аналогичные или близкие к ним зерна и в других регионах. В наиболее концентрированном виде эти представления сформулированы Э.А. Егановым: "Теперь можно сказать, что мы вплотную подошли к идее... об интракластовой природе непокрытых фосфатных зерен" [2, с. 53]. Безусловно, обломочные зерна являются важной составной частью многих фосфоритов. Тем не менее, говоря о фосфоритах Северной Африки, нельзя не отметить существование и качественно иной концепции на генетическую природу основной массы входящих в их состав фосфатных зерен, а именно о копролитовом их характере.

Так, Я.В. Самойлов [3] еще в 1912 г. обращал внимание, что округлые и эллипсоидные фосфатные зерна фосфоритовых месторождений Алжира и Туниса, однородные или зональные, размер которых составляет 0,2–0,3 мм, сходны по морфологии с копролитами современных осадков, рассматривающихся в качестве экскрементов иглокожих. Значительно позднее (в 1950 г.) Л. Висс [7], анализируя генетическую природу псевдооолитовых фосфатных зерен Алжира (являющихся для месторождений Северной Африки наиболее типичными и для которых в англоязычной литературе нередко используется термин "непокрытые". — Ю.З.), также пришел к выводу об их копролитовой природе. По мнению М. Ламбуа [6], изучавшего фосфориты месторождения Гафса в Тунисе, зерна, слагающие "песчаные фосфориты", образованы главным образом из фекальных пеллет; таково же происхождение почти всех зерен в фосфоритах вообще, и роль их в фосфоритообразовании слишком часто недооценивается. Мы не останавливаемся на подобных же взглядах многих геологов, изучавших фосфориты других регионов, и ограничимся заключением Г.И. Бушинского, однозначно утверждавшего, что "наиболее мощные и богатые пласты фосфоритов мира<sup>1</sup> сложены фосфатными зернами — копролитами" [1, с. 176].

Тот каменный материал по фосфоритам Северной Африки, который нам довелось собрать и исследовать, заставляет нас принять вторую их изложенных здесь концепций, а именно о преобладающе копролитовой природе фосфатных зерен региона. Не касаясь других высказывавшихся в литературе взглядов на проблему, мы хотим лишь отметить, что представления Э.Л. Школьника на природу данных зерен не являются общепринятыми. В тексте, к сожалению, отсутствуют соответствующие указания, что может ввести в заблуждение читателя, не знакомого с литературой.

Различия в природе фосфоритов Северной Африки и Центральных Кызылкумов кроются, с нашей точки зрения, в различиях сообществ организмов, обитавших в отвечающих

\*Замечания к заметке Э.Л. Школьника [5].

<sup>1</sup>Многие месторождения фосфоритов Северной Африки именно таковы.

этим фосфоритам морских бассейнов, на что Э.Л. Школьник справедливо акцентирует внимание, и соответственно — в различиях остатков как самих этих организмов, так и следов их жизнедеятельности. Именно в широчайшем развитии в фосфоритах Центральных Кызылкумов фораминифер [4] заключена, вероятно, причина отсутствия в них заметного количества зерен "северо-африканского" типа, представляющих собой, как можно предполагать, фосфатизированные фекальные комочки более крупных организмов.

#### Список литературы

1. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1969. 110 с.
2. Еганов Э.А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1988. 89 с.
3. Самойлов Я.В. Месторождения фосфоритов Алжира и Туниса // Тр. Комиссии Московск. с.-х. ин-та по исследованию фосфоритов. Сер. 1. 1912. 54 с.
4. Шабанина А.В. В дополнение к вопросу о значении биогенного фактора в образовании фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 82—88.
5. Школьник Э.Л. А фосфоритах Центрального Кызылкума и роли биогенного фактора в образовании фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. С. 138—140.
6. Lamboy M. Importance des pelotes fécales comme origine des grains de phosphaté; l'exemple du gisement de Gafsa (Tunisie) // Compt. rend. Acad. Sci. 1982. V. 295. Ser. 2. P. 595—600.
7. Visse L.D. Note préliminaire sur les coprolithes des phosphates de l'Afrique du Nord // Compt. rend. Soc. Géol. France. 1950. V.7/8. P. 634—642.

Объединенный институт геологии,  
геофизики и минералогии СО РАН,  
Новосибирск

Поступила в редакцию  
29.VII.1991

УДК 552.14

© 1992 Махнач А.А.

#### К ВОПРОСУ ОБ ОБЪЕМЕ И СОДЕРЖАНИИ СТАДИИ КАТАГЕНЕЗА\*

Критическая статья Е.Ф. Станкевича наряду с частными замечаниями по поводу нашей книги [12] затрагивает ряд принципиальных вопросов теории литогенеза, к которым хотелось бы еще раз привлечь внимание исследователей.

"Наибольшие возражения" Е.Ф. Станкевича вызвало распространение зоны катагенеза на сферу действия инфильтрационных систем, которые, по мнению рецензента, функционируют в зоне гипергенеза. Следует оговориться, что и Е.Ф. Станкевич в критической статье, и мы в своей книге трактуем термин *гипергенез* как стадию выветривания. Эта оговорка существенна, так как широко распространено и другое толкование этого термина — как группы всех процессов, противопоставляемых эндогенным.

Следует сказать, что ни оппонент, ни автор критикуемой книги не оригинальны в выборе положения границы катагенез — гипергенез. Существует несколько точек зрения на ее проведение. Одни исследователи совмещают зону гипергенеза с областью действия инфильтрационных вод [17, 27], атмосферных и биогенных факторов [15, 23] или со сферой влияния местных базисов дренирования [10]; другие — считают целесообразным проведение рубежа между зонами гипергенеза и катагенеза по нижней границе зоны окисления [1, 2, 20, 28]; третьи [3, 9, 11, 21] — совмещают обсуждаемую границу с подошвой зоны азрации.

Нетрудно заметить, что представители третьей группы исследователей полностью, а второй — частично — сферу "работы" инфильтрационных систем относят к зоне катагенеза. Кроме того, следует напомнить, что тип катагенеза (эпигенеза) с участием инфильтрационных вод рассмотрен А.В. Копелиовичем [5] и выделен в классификационных схемах П.П. Тимофеевым, А.Г. Косовской, В.Д. Шутовых [7, 8, 24] (гипергенный эпигенез) и В.Н. Холодовым [26] (инфильтрационный катагенез). В этой связи остается лишь догадываться, почему "наибольшие возражения" Е.Ф. Станкевича вызвало распространение зоны катагенеза на

\*По поводу статьи Е.Ф. Станкевича [22].

инфильтрационные системы, принятое именно в нашей работе, а не подобные воззрения, опубликованные многими исследователями значительно раньше.

В пользу проведения границы катагенез — гипергенез по подошве зоны аэрации нам кажется целесообразно привести следующие аргументы.

1. В зоне аэрации (заведомо гипергенной) нет постоянных водоносных горизонтов. Поэтому она кардинально отличается от зоны водонасыщения, и объединять их в одну литогенетическую зону вряд ли оправданно.

2. Содержание кислорода — главного гипергенного агента в воздухе зоны аэрации значительно выше, чем в подземных водах, вследствие чего перемещение пород из зоны водонасыщения в зону аэрации сопровождается резким усилением процессов их разложения.

3. В настоящее время невозможно отличить воздушный кислород подземной гидросферы от радиогенного, образующегося на глубине. Кроме того, неоднозначно трактуются максимально возможная глубина проникновения в недра инфильтрационных вод и критерии их отличия от седиментационных растворов. Некоторые исследователи не исключают возможности внедрения инфильтрационных вод на глубине свыше 5 км и считают инфильтрационными даже глубинные рассолы высочайшей минерализации.

4. К осадочным отложениям, слагающим дно морей и океанов, нередко приурочены гидрогеологические резервуары, питающиеся инфильтрационной водой с прилегающей суши. Субмаринные инфильтрационные потоки, проникающие на расстояние 100 км от берега и трассирующиеся многочисленными донными, часто пресными, источниками, подробно описаны в литературе [14, 28]. Если совмещать зону гипергенеза с зонами окисления или инфильтрации, то в разрезе таких субмаринных бассейнов легко усмотреть расположение зон диагенеза или катагенеза выше гипергенной зоны, на что обращал внимание А.В. Щербаков [28]. Признание такой зональности будет идти вразрез с исторически сложившимися представлениями о прогрессивно-регрессивной направленности стадий литогенеза.

Одним из главных принципов проведения литогенетических границ должно быть требование их кардинальности. Именно этот принцип может обеспечить "жизнестойкость" границ. Выбор подошвы зоны аэрации в качестве обсуждаемой границы, по нашему мнению, удовлетворяет этому требованию: в зоне гипергенеза нет постоянной массы подземной воды, в зоне катагенеза — есть.

Какие же принципиальные признаки различия этих зон предлагает учитывать Е.Ф. Станкевич? По его мнению, гипергенные преобразования пород осуществляются при преобладании выноса вещества, а "при катагенных изменениях происходит преобразование минерального состава пород в основном (разрядка наша. — А.М.) без выноса или привноса вещества..." Здесь возникает ряд вопросов. Как понимать фразеологические смягчения "при преобладании" и в "основном"? Значит, все-таки допускается возможность привноса или отсутствия выноса вещества в гипергенезе и вероятность выноса или привноса его в катагенезе? В чем же тогда кардинальность различий зон гипергенеза и катагенеза?

Далее, говоря об отсутствии выноса или привноса вещества при катагенезе, Е.Ф. Станкевич не уточняет, откуда нет выноса и куда нет привноса. Если даже абстрагироваться от возможности широко распространенных диффузионных процессов, вынос и привнос вещества посредством которых плохо поддается учету, и отвлечься от того, что для течения любой химической реакции (неважно — катагенетической или гипергенной) необходим отвод (вынос) ее продуктов, то возникает вопрос, объекты какого ранга рассматриваются на предмет выноса и привноса. Легко показать, что если в качестве объекта изучения брать отдельный штуф породы, то для заполнения пустотного пространства в нем катагенетическими минералами требуется многократное прохождение через этот элементарный объем растворов, насыщенных по этим минералам, т.е. существенный привнос вещества из соседних участков пласта. Если в качестве объекта исследования взять отдельные пласты пород, то можно назвать сколько угодно примеров образования в них катагенетической минерализации под влиянием вещественного питания, поступающего из смежных пластов. Характернейший пример такого рода — окварцевание и карбонатизация песчаников в результате отжима элизонных растворов из соседних глинистых пластов. Если подходить к проблеме привноса — выноса, беря в качестве изучаемого объекта мощные толщи осадочных пород, то в качестве подтверждения открытости этих крупных систем можно взять особенности катагенеза подсолевых комплексов. Их литологический состав может кардинально измениться (например, известняки могут превратиться в доломиты) именно вследствие регионального привноса вещества в массу эвапоритовых рассолов, поступающих из вышележащих соленосных формаций.

Интересно отметить, что такой (системный) подход к проблеме привноса (и выноса) вещества в изучаемые объекты при их катагенезе (эпигенезе) был намечен еще в 1957 г. В.И. Поповым [18]. Близкие взгляды высказаны также в серии работ В.Н. Холодова и Ю.Е. Баранова

(1966–1970 гг.). Эти же идеи были развиты в докладе Е.А. Головина, М.Б. Баскакова и В.И. Попова на семинаре по эпигенетическим процессам в мезо- и кайнозойских осадочных формациях Средней Азии (Ташкент, 1971 г.), где было решено рациональным различать внутри- и межпородные, внутри- и межформационные постдиагенетические преобразования [13].

Изложенное показывает, что такие характеристики процессов, как сопровождающие их привнос или вынос вещества, не могут быть критериями разделения этих процессов на катагенетические и гипергенные.

Для более ясного понимания различий между гипергенезом и катагенезом Е.Ф. Станкевич дает свое определение последнего, в которое включает "...все процессы преобразования горных пород, происходящие при их погружении в земные недра под влиянием увеличивающихся давления и температуры при активном участии захороненных (седиментационных и метеогенных) и петрогенных (возрожденных или освобожденных из кристаллической решетки минералов) подземных вод". Это определение вызывает ряд возражений. Во-первых, понятие *катагенез* не может относиться к преобразованиям всех горных пород, а лишь к осадочным и вулканогенно-осадочным; никто никогда не описывал катагенеза базальтов. Далее, разве процессы катагенеза не могут протекать при воздымании осадочной толщи? Стоит вспомнить хотя бы регрессивный эпигенез (катагенез) Л.Б. Рухина [19]. Кроме того, почему катагенетические процессы не могут происходить под влиянием не увеличивающихся, а уменьшающихся температур и давлений? Последний случай характерен для древних рифтовых структур типа Припятского прогиба, где установлено снижение пластовых температур в девонской толще после завершения в среднем триасе рифтовой стадии развития. По мнению Е.Ф. Станкевича выходит, что процессы взаимодействия между седиментогенными рассолами и породами в девонской толще Припятского прогиба на глубине 5 км, происходившие, скажем, в юрское время, нельзя считать катагенетическими. Наконец, непонятно, активное участие каких метеогенных вод в катагенезе допускает Е.Ф. Станкевич. Поскольку он отрицает роль инфильтрогенных вод в катагенезе, приходится думать, что под термином *метеогенные* подразумеваются погребенные воды озерных котловин, т.е. седиментационные. В таком случае непонятен смысл контекста определения, где захороненные воды расшифровываются как седиментационные и (?) метеогенные.

"Не меньше возражений" Е.Ф. Станкевича вызвал наш подход к классификации процессов катагенеза, "...при котором отдан приоритет генетическому типу воды и практически игнорируется химический состав и тип воды". Непонятно, на каком основании утверждается об игнорировании состава, если в нашей классификации предлагается выделять семейства процессов катагенеза именно по ионному составу подземных вод, преобразующих породы, и рассмотрены процессы трансформации пород под влиянием растворов с широким диапазоном состава и минерализации (от пресных гидрокарбонатно-кальциевых вод до хлоридно-кальциевых рассолов).

Недостаток нашей классификации оппонент видит и в том, что генетический тип воды, взятый в качестве основания таксонов самого высокого ранга, не дает информации о химическом типе воды, который, будучи определенным по М.Г. Валяшко, является, по мнению Е.Ф. Станкевича, главной характеристикой состава вод. Надо, однако, заметить, что и химический тип не дает информации о генезисе воды. Например, при растворении солевых отложений Припятского прогиба атмосферными водами образуются рассолы выщелачивания того же хлоркальциевого типа, что и седиментационные, формирующиеся при сгущении древней морской воды. Но дело даже не в этом. Именно в том и состоит смысл любой классификации, что характеристика объекта или явления, предусмотренная таксоном более низкого ранга, детализирует информацию, дающуюся таксоном более высокого ранга.

Е.Ф. Станкевич полагает, что, по нашему мнению, "в зоне метаморфизма вода как вещество не может существовать". Именно по этому поводу в нашей книге и дается критика воззрений В. Энгельгардта [29], который полагает, что метаморфические процессы обусловлены в значительной мере твердофазовыми реакциями, и помещает нижнюю границу катагенеза на уровень полной потери пористости породами. Мы же, вслед за Д.С. Коржинским [6], подчеркнули невозможность безводного метаморфизма и совершенную неопределенность глубинного положения уровня потери пористости. Можно критиковать наше предложение ограничить зону катагенеза снизу уровнем появления воды с особыми физическими свойствами и структурой – воды в надкритическом состоянии. Но мы в своей работе не утверждали, что в зоне метаморфизма вода как вещество не существует.

Некоторые замечания Е.Ф. Станкевича представляются нам не вполне понятными. Например, он полагает, что в книге приводится мало (?) классификаций процессов катагенеза по гидрогеологическим (гидрогеохимическим) признакам. В обзоре существующих классификаций катагенетических процессов нами даны схемы П.П. Тимофеева, А.Г. Коссовской,

В.Д. Шутова [7, 8, 24], Г.А. Каледы [4], А.И. Перельмана [16], Р. Фербриджа [25] и В.Н. Холодова [26], построенные либо полностью по гидрогеологическим (гидрогеохимическим) признакам, либо с их учетом. Другие классификационные схемы такого рода нам не известны. Жаль, что Е.Ф. Станкевич в своей критической статье не назвал упущенные нами схемы.

В заключение хотелось бы вернуться к вопросу о межстадиальных (межзональных) литогенетических границах, одному из самых сложных и запутанных в литологической теории. Отдавая себе отчет в том, что наука — эта не та область человеческой деятельности, где возможны жесткая регламентация и волевые решения, нам все-таки кажется, что проблема межстадиальных границ должна быть разрешена именно таким способом. Примером плодотворности договорного (волевого) подхода служит его применение в стратиграфии, когда противники отнесения той или другой пачки к тому или иному стратиграфическому таксону вынуждены временно (до появления новых фактов и нового консенсуса) поступиться своим мнением для понимания специалистами друг друга в широкой среде научного общения. В литологической же области такая договорная форма регламентации понятий развития недостаточно, что сильно затрудняет понимание литологами друг друга и приводит к тому, что выпускник вуза, который начинает заниматься научной деятельностью, вынужден потратить годы, чтобы разобраться в чересполосице терминов, имеющих по несколько, часто совершенно разных, трактовок.

### Список литературы

1. Валуконис Г.Ю., Ходьков А.Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978. 296 с.
2. Вассоевич Н.Б. Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза // Тр. ВНИГРИ. 1962. Вып. 190. С. 220—242.
3. Каледа Г.А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород // Тр. МГРИ. 1958. Т. 33. С. 14—31.
4. Каледа Г.А. К изучению закономерностей изменчивости состава пород на тектонических структурах платформенных областей // Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М.: Наука, 1972. С. 158—172.
5. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 121. 312 с.
6. Коржинский Д.С. Теория процесса минералообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 24 с.
7. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15—30.
8. Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Симанович И.М. Современное состояние и перспективы развития проблемы эпигенеза (предметаморфизма) на континентах и в океанах // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 45—62.
9. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Введение в геологию. Петербург: Научн. хим.-техн. изд-во, 1923.
10. Макаренко Ф.А. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 3—20.
11. Марьенко Ю.И. Нефтегазоносность карбонатных пород. М.: Недра, 1978. 240 с.
12. Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.
13. Нургаев С.Н., Эгамбердыев М.Э., Джулиев А. Глубинно-диагенетические изменения меловых формаций юго-западных отрогов Гиссарского хребта // Проблемы геологии. Минералогия, петрография, литология: Научн. тр. Ташкентск. ун-та. 1974. Вып. 438. С. 136—140.
14. Основы гидрогеологии: Общая гидрогеология. Т. 1. Под ред. Е.В. Пиннекера. Новосибирск: Наука, 1980. 225 с.
15. Основы гидрогеологии: Геологическая деятельность и история воды в земных недрах. Т. 4. / Под ред. Е.В. Пиннекера. Новосибирск: Наука, 1982. 239 с.
16. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1965. 272 с.
17. Писарчик Я.К. Литолого-геохимические преобразования галогеннокарбонатных формаций в зоне гипергенеза // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 3. С. 105—120.
18. Попов В.И. О разграничении сингенеза, эпигенеза и метаморфизма осадочных пород // Изв. АН УзССР. Сер. геол. 1957. № 1. С. 37—41.
19. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Госоптехиздат, 1961. 779 с.
20. Смирнов Я.Б. О геохимии растворенного кислорода в термальных водах // Геохимические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966. С. 251—256.

21. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 332 с.
22. Станкевич Е.Ф. Несколько замечаний по поводу гедрогелогической концепции катагенеза А.А. Махнача // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 4. С. 136–139.
23. Тимофеев П.П., Шербаков А.В. Проблемы гидрогеохимии литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 2. С. 32–43.
24. Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. и др. Новое в учении о стадиях осадочного породобразования // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 58–82.
25. Фербридж Р.У. Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 27–91.
26. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3–22.
27. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.
28. Шербаков А.В. Геохимия термальных вод. М.: Наука. 1968. 219 с.
29. Engelhardt W. Sedimentary petrology: the origin of sediments and sedimentary rocks. Stuttgart; New York, 1977. Pt 3. 352 p.

Институт геохимии  
и геофизики АН Беларуси,  
Минск

Поступила в редакцию  
18.XI.1991

## Многоуважаемые читатели!

В 1993 г. журнал "Известия Российской Академии наук. Серия геологическая" по постановлению Президиума РАН разделяется на два самостоятельных журнала – "Петрология" (главный редактор акад. В. А. Жариков) и "Стратиграфия. Геологическая корреляция" (главный редактор акад. Б. С. Соколов). Каждый из журналов будет выходить шесть раз в год (по четным месяцам), одновременно на русском и английском языках. Английские версии журналов будут печататься в США по западным полиграфическим стандартам и распространяться за рубежом по подписке российско-американским научным издательством "Интерпериодика". Подготовку английских версий журналов берет на себя "Интерпериодика".

Журнал "Петрология" будет публиковать статьи по петрологии магматических, метаморфических и метасоматических пород континентов и океанов, эволюции эндогенных режимов, петрологическим аспектам рудогенеза, экспериментальным исследованиям в области петрологии и минералогии, проблемам геотермобарометрии, физико-химическому анализу парагенезисов минералов, изотопной геохимии и геохронологии эндогенных пород. Приоритет будет отдаваться статьям, в которых обобщения основываются на новом фактическом материале и прецизионных аналитических и расчетных данных.

В журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" найдут место результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза. Будут публиковаться статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет будет отдаваться статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

И в том, и в другом журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и персоналий.

В связи с публикацией английских версий журналов, вводящих их в международное научное сообщество, к качеству и оформлению статей предусматриваются повышенные требования.

Редколлегии журналов "Петрология" и "Стратиграфия. Геологическая корреляция" надеются на плодотворное сотрудничество с авторами из разных стран.

Адрес редакций: 109017 Москва Ж-17, Старомонетный пер.,  
д. 35, тел. 230-82-98.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),  
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,  
КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А.,  
МУРДМАА И.О., СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А.,  
ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),  
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N.,  
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,  
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F.,  
YAPASKYRT O.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 02.06.92. Подписано к печати 01.07.92. Формат бумаги 70×100 1/16  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7. Усл.кр.-отт. 7,7 тыс. Уч.-изд.л. 14,0. Бум.л. 4,5  
Тираж 642 экз. Зак. 2933. Цена 2 р. 70 к.

---

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7,  
ГИН АН СССР, тел. 230-81-77  
2-я типография изд-ва "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

## **Магазин № 3 «Книга — почтой»**

**«Академкнига» высылает наложенным платежом:**

### **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.**

**«Наука». 1990 г. 208 с. 4 р. 10 к.**

В сборник включены статьи ведущих специалистов в области формационного анализа, сгруппированные по основным направлениям проблемы. Рассмотрены современное состояние и пути дальнейшего совершенствования формационных методов, применяемых для изучения геологического строения различных территорий и размещения полезных ископаемых на суше и на дне морей и океанов. С позиций системного подхода рассматриваются, в частности, методы выделения и картирования геологических тел, с помощью которых определяются закономерности распределения в земной коре рудных и иных месторождений.

Книга предназначена для геологов, литологов, тектонистов, геохимиков.

### **ПОДВОДНЫЕ ЛАНДШАФТЫ БАЙКАЛА.**

**«Наука». 1990. 183 с. 2 р. 40 к.**

В монографии анализируются особенности ландшафтно-экологической структуры дна и пелагиали озера как целостной природной системы. Рассматривается ландшафтное районирование дна и водной толщи. Оценивается роль литогенной основы и абиотических факторов в распределении гидробионтов. Особое внимание уделяется подводным ландшафтам мелководий, используемых для воспроизводства подкаменщиковых рыб.

Книга предназначена для гидрологов, экологов, геоморфологов.

**Адрес магазина: 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, д. 14, корп. 2.**