



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



СОДЕРЖАНИЕ

<i>Хворова И. В.</i> Отложения островодужных систем	3
<i>Васильев В. П.</i> Твердый речной сток в Мировой океан	19
<i>Лубченко И. Ю.</i> Вещественный состав и некоторые черты геохимии взвесей реки Терек	29
<i>Волков И. И., Дубинин А. В.</i> Редкоземельные элементы в гидротермальных накоплениях железа и марганца в океане	40
<i>Гаврилов Ю. О., Ципурский С. И.</i> Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений разных структурно-фациальных зон Центрального Кавказа	57
<i>Михайлов Б. М., Николаев В. А.</i> Гипергенные фосфоритовые руды в горах Букантау (Северные Кызылкумы)	73
<i>Красильникова И. Г., Поташник Б. А., Красотов Ю. М.</i> Геолого-минералогические особенности апатитового оруденения Селигдарского месторождения	83
<i>Рассказов А. А., Абрамов А. В.</i> О содовых озерах МНР	88
<i>Жмур С. И., Степанова Н. А.</i> Об условиях накопления углеродистых пород оскольской серии нижнего протерозоя КМА и их аналогах в фанерозое	100
<i>Бергман И. А.</i> О применимости петрохимических методов к реконструкции осадочного докембрия	110
<i>Данилов И. Д.</i> Криогенные дислокации в осадочных породах	123

Краткие сообщения

<i>Краевая Т. С., Челебаева А. И., Шанцер А. Е.</i> Морфологические типы геннойш в кайнозойских толщах Камчатки и их возможное климатостратиграфическое значение	131
--	-----

Методика

<i>Шуменко С. И.</i> К методике изучения карбонатных илов	136
---	-----

Критика

<i>Холодов В. Н., Туровский Д. С.</i> Рецензия на карту и объяснительную записку к «Карте месторождений нефти и газа и перспективных структур Азербайджанской ССР» масштаба 1 : 500 000	138
---	-----

Содержание журнала за 1987 год	140
--	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

6

NOVEMBER—DECEMBER

1987

CONTENTS

<i>Khvorova I. V.</i> Island-arc systems sediments	3
<i>Vasiliev V. P.</i> Sediment river discharge into the World Ocean	19
<i>Lubchenko I. Yu.</i> Material composition and some features of the geochemistry of suspensions of the Terek River	29
<i>Volkov I. I., Dubinin A. V.</i> Rare earth elements in hydrothermal iron and manganese accumulations in the ocean	40
<i>Gavrilov Yu. O., Tsipursky S. I.</i> Clay minerals of Lower and Middle Jurassic deposits from various structural-facies zones of the Central Caucasus	57
<i>Mikhailov B. M., Nikolayev V. A.</i> Hypergene phosphorite ores in the Bukantou Mountains (Northern Kyzylkum)	73
<i>Krasilnikova I. G., Potashnik B. A., Krasotov Yu. M.</i> Geologo-mineralogic features of apatite mineralization at Seligdar deposits	83
<i>Rasskazov A. A., Abramov A. V.</i> On soda lakes of Mongolia	88
<i>Zhmur S. I., Stepanova N. A.</i> On deposition environment of carbonaceous rocks of the Oskolsk series of the Lower Proterozoic in the Kursk Magnetic Anomaly and their analogues in the Phanerozoic	100
<i>Bergman I. A.</i> On the applicability of petrochemical methods to the reconstruction of the sedimentary Precambrian	110
<i>Danilov I. D.</i> Cryogenic dislocations in sedimentary rocks	123

In Brief

<i>Krayevaya T. S., Chelebaeva A. I., Shantser A. E.</i> Morphological types of gneiss in Cenozoic sequences of Kamchatka and their possible climatographic implication	131
---	-----

Methods

<i>Shumenko S. I.</i> On methods of carbonate oozes studies	136
---	-----

Criticism

<i>Kholodov V. N., Turovsky D. S.</i> Review of the map and explanatory note to the «Map of oil and gas deposits and potential structures of Azerbaijan Republic», scale 1:500 000	138
Contents of the journal for 1987	140

УДК 551.42 : 551.35

ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ

ХВОРОВА И. В.

В статье обобщен большой материал о строении островодужных систем периферии современных океанов. Рассмотрены основные элементы этих систем, их развитие и характер формирующихся в них отложений — осадочных и вулканогенно-осадочных. Предполагается, что такое обобщение будет способствовать выявлению палеоаналогов, фрагментарно сохранившихся в складчатых поясах континентов.

В складчатых поясах континентов присутствуют породные ассоциации, сходные с развитыми в современных островодужных системах, связанных с активными континентальными окраинами. Такие ассоциации имеют первостепенное значение при восстановлении характера геосинклинальных бассейнов в целом, являясь определенным структурным репером. Неоднократно проводилось сравнение островодужных комплексов геосинклиналей и современных активных континентальных окраин, но оно носило довольно общий характер, и основное внимание уделялось не осадочному выполнению, а петрохимии вулканитов. Известно, что современные островодужные системы имеют сложное строение и определенную тенденцию развития; кроме того, сами они варьируют в некоторых пределах (разные типы дуг). Все это требует более детального сравнительно-литологического анализа, для чего прежде всего необходимо обобщить материал о современных островодужных системах и их осадках. Большое значение приобретают сведения о размерах систем и их элементов, не доступные при изучении складчатых областей из-за особенностей их тектонического строения.

В статье дано обобщение соответствующего литературного материала; надо надеяться, что оно поможет разобраться с островодужными комплексами прошлого, их строением, размещением и структурно-фациальными условиями образования.

Наше внимание привлекали вопросы седиментации. Мы не касаемся динамических моделей возникновения и развития островных дуг. Им посвящено очень много работ и, хотя в них даются альтернативные решения, почти всегда основным стержнем является признание субдукции [8, 13].

Главные морфологические элементы островодужных систем: глубоководный желоб (трэнч), поднятие или островная дуга (*s. lato*) и тыловая котловина¹ или окраинное море. Поднятие включает вулканическую гряду (островная дуга *s. str*) и переход дуга — желоб (дугово-трэнчевый переход). Не все окраинные моря относятся к островодужным системам [30], но справедливо подчеркивалось [20], что большинство их тесно пространственно и генетически связано с последними, и их надо рассматривать совместно. Такую связь хорошо иллюстрируют активные междуговые бассейны, которые в равной мере можно относить и к островодужным поднятиям, и к окраинным морям.

Желоба, как правило, расположены с внешней, океанической стороны поднятия, но в редких, особых случаях они находятся в его тылу (Новые Гебриды, Соломоновы острова).

¹ В литературе на английском языке котловина определяется термином «бассейн», что не отвечает принятому значению последнего в русском языке. Тыловой бассейн означает котловину, а не окраинное море, и последнее может состоять из нескольких тыловых котловин (бассейнов).

В целом для желобов характерны две группы отложений. Первая включает пелагические и гемипелагические осадки, состав которых в значительной степени определяется положением желоба в той или иной климатической зоне, удаленностью от питающей провинции и глубиной. Вторая представлена терригенным обломочным комплексом (турбидитно-контуритным). В большинстве случаев последний тяготеет к верхам разреза. Многие осадки в разной степени обогащены пеллом.

В некоторых желобах, где нет мощных турбидных отложений, сейсмопрофилированием установлены у подножия внутреннего склона хаотические деформированные накопления, рассматриваемые одними как продукт обрушения стенок желоба, другими (чаще) как результат «скабливания» осадков и пород океанической плиты при субдукции. Фактических данных о составе этих накоплений очень мало. Это обычно свехуплотненные трещиноватые и деформированные осадки желоба (ст. 181, 298 DSDP) иногда с глыбами карбонатных пород (ст. 127 DSDP).

ДУГОВО-ТРЕНЧИЕВЫЕ ПЕРЕХОДЫ

Зона между фронтом вулканической дуги (s. str.) и перегибом склона желоба получила название дугово-трениевого перехода. Ширина его примерно 175 ± 75 км, в отдельных случаях до 450 км, но бывает и небольшой (50—75 км); таким образом, она соизмерима с шириной желоба и вулканической гряды. Перегиб к склону желоба часто отмечается поднятием акустического основания, образованного деформированными слоями. Поднятие может быть выражено как островной грядой (у Суматры), так и подводной возвышенностью (глубина до 2,5—3,5 км), но иногда она слабо проявляется в рельефе из-за захоронения под осадками. В тыловой части перехода расположена фронтальная котловина (или цепочка ванн и трогов), которые при заполнении осадками образуют террасы.

Трениево-дуговой переход имеет сложное строение осадочного чехла, что устанавливается главным образом сейсмопрофилированием. На профилях четко выделяются два комплекса: «аккреционный» и «фронтально-котловинный».

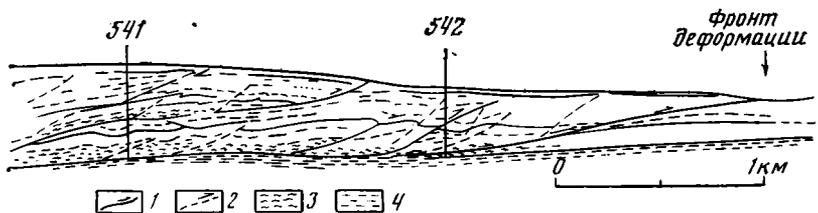
Первый комплекс развит во внешней части перехода и обычно прослеживается на внутреннем склоне желоба. Отложения здесь деформированы в складки, опрокинуты в сторону океана и рассечены листрическими разломами обратного направления. Таким образом, весь комплекс представляет собой серию наклоненных к дуге пластин, причем в этом направлении наблюдается «удревнение» отложений. Деформированный комплекс определяется как *аккреционная призма* или клин, что отражает предполагаемое приращение материала к дуговому массиву и его разрастание в сторону океана. Деформированные породы по резкой поверхности срыва контактируют с недеформированными океаническими породами, прослеживающимися на десятки километров под фронтальной частью призмы (фигура). В некоторых системах аккреционной призмы нет (Марианская дуга), или она выражена слабо, что, очевидно, связано с отсутствием больших осадочных накоплений во фронтальной части дуги. Известны также крупные аккреционные призмы в районах, где желоб геоморфологически не выражен (Макранская континентальная окраина, район Малых Антил) [18, 39].

Существует много моделей образования аккреционных призм [1], рассмотрение их не входит в нашу задачу. Обычно их образование связывают с субдукцией, сжатием и поднятиями.

Аккреционный комплекс хорошо изучен в структурном отношении (сейсмопрофилированием), но данные о составе отложений ограничены. Приведем два примера: японский и малоантильский.

На внутреннем склоне Японского желоба соответствующие отложения вскрыты скважинами (ст. 434, 435, 440, 441). Ширина распространения этих отложений 25 км, считая от оси желоба.

Главной составляющей разрезом являются алевропелиты, глинистые диатомиты с разным, иногда большим, содержанием пепла; в верхней части склона появляются песчаные турбидиты. Характерно, что осадки нижней и средней частей склона на небольшой глубине уже литифицированы и несут следы тектонического брекчирования и кливажа. В одной из скважин (ст. 434) отмечается по крайней мере четырехкратное повторение стратиграфических горизонтов (диатомовых зон). Ниже 180 м от поверхности дна в отложениях присутствует метан. По всему разрезу рассеяна дацтовая кластика (островодужная), в верхней части склона представленная валунами. Таким образом, японская аккреционная призма образована преимущественно терригенным, гемипелагическим и пирокластическим материалом; судя по сейсмическим профилям, такие отложения местами образуют крупные оползневые массы (станция 435 расположена на оползне). Отмечается, что в Японском желобе нет накоплений, «соскобленных» с океанской плиты [33].



Профиль через скв. 541, 542 и деформированный фронт Барбадосского хребтового комплекса (составленный по результатам бурения и данным сейсмопрофилирования [18])

1 — разломы, установленные бурением; 2 — предполагаемые разломы; 3 — чешуйчатое строение; 4 — осадки, пододвинутые под поверхность срыва (вертикальный масштаб равен горизонтальному)

Второй пример относится к аккреционному комплексу, развитому к востоку от Малых Антильских островов и получившему название *Барбадосского*. Его ширина оценивается от 80 км на севере до 450 км на юге, а максимальная толщина колеблется от 10 до >20 км [38]. В этом районе, как указывалось, глубоководный желоб не выражен и аккреционная призма граничит с котловиной открытого океана по фронту деформаций. В 3 км западнее последнего пробурены скв. 541 и 542, расположенные в «дистальной части» аккреционной призмы. В скв. 541 (глубина воды 4950 м) вскрыто 459 м осадков, до нижнего миоцена. Разрез представлен двумя тектоническими единицами, разделенными разломом на глубине 276 м. Верхняя из них включает отложения от современных до верхнемиоценовых, нижняя — от среднего плиоцена до нижнего миоцена. Повторения в более мелком масштабе установлены на нескольких уровнях. Местами отмечалось брекчирование, деформации и плоскости скольжения.

Большая часть разреза образована в разной степени глинистыми наофоссилиевыми илами, реже фораминиферовыми и только в самой нижней части развита пачка (30 м) нижнесреднемиоценовых желтовато-коричневых радиоляриевых алевропелитов. По всему разрезу встречаются прослой (1—7 см) пеплов. Отложения формировались в спокойных, глубоководных условиях, вблизи лизоклина, и только раннемиоценовые слои — ниже КГК. Бросается в глаза отсутствие терригенных турбидитов [18].

Приведенные материалы интересны в том отношении, что, во-первых, подтверждают сейсмические данные о дислоцированности отложений аккреционной призмы и, во-вторых, в отличие от японского примера призма целиком образована пелагическими и гемипелагическими осадками.

Отложения той же аккреционной призмы обнажены на о-ве Барбадос (к юго-западу от района скважин) и относятся к участку, приближенному к Южно-Американскому континенту.

Здесь разрез заметно отличается от рассмотренного выше. Он образован двумя фациально разными толщами. Нижняя (свита Скотланд — палеоцен — эоцен) представлена терригенными отложениями подводного конуса выноса, а верхняя («океаническая серия» — эоцен — миоцен) — кремнисто-карбонатными пелагическими и гемипелагическими образованиями. Обе толщи деформированы и (как и в других случаях) внутренняя (более удаленная от океана) часть призмы мощнее и включает более древние слои.

Для призмы характерны глиняные диапиры и грязевые вулканы. Они встречены и в океане вблизи фронта деформаций. Один из вулканов имеет высоту 60 м, поперечник 2 км, и корневая его часть находится в нескольких сотнях метров от базальтового основания. Образование грязевых вулканов связывают с давлением поровых вод, мигрировавших вдоль проницаемых горизонтов под влиянием нагрузки аккреционных масс [38].

Второй комплекс — *фронтально-котловинный* резко отличается от предыдущего горизонтальным или пологим залеганием отложений, выполняющих как крупные депрессии (котловины), так и мелкие трогги. Известны котловины шириной до 100 и даже 200 км; глубина их разная (до 4 км), но наблюдается общая тенденция обмеления во времени. Многие депрессии целиком заполняются осадками, и дно приобретает плоский рельеф. Мощность комплекса достигает первых километров (1,5—6 км). На сейсмопрофилях это стратифицированные толщи, обычно интерпретируемые как турбидитные. Залегает комплекс либо на породах дугового массива, либо на аккреционной призме, либо на их переходе.

Бурение показало, что в разных районах отложения представлены различно. В одних преобладают гемипелагические и пелагические осадки, в других большое значение имеют терригенные турбидиты. Приведем некоторые примеры.

Во фронтальной котловине Марианской дуги (скв. 458, глубина воды ~3,5 км) на вулканическом основании залегает толща (256 м) преимущественно нанофоссилиевых отложений, в разной степени глинистых и пеплистых; на некоторых интервалах, главным образом вверху разреза, наблюдается примесь биогенного кремнезема (диатомового, радиоляриевого). По всему разрезу, но в разных количествах, присутствует витрический и кристалло-витрический пепел, не только в виде примеси, но и в виде самостоятельных прослоев. Возраст отложений — от плейстоцена до раннего олигоцена. Установлено несколько перерывов. С одним из них (ранний миоцен) связано появление галек (1,5 см) осадочных и изверженных пород (в обломке обнаружены олигоценые нанофоссилии).

Отложения фронтальной котловины могут испытывать существенные латеральные изменения. Марианский пример это иллюстрирует. Восточнее скв. 458, в скв. 459 (вблизи внешнего края котловины; глубина воды 4100 м), главной частью разреза являются не однородные нанофоссилиевые мергели и мел, а мощные (475 м) турбидитные накопления, представленные чередованием мергелей и вулканокластических алевритов и песчаников. Характерно присутствие оползневых горизонтов и непунических «минидаек».

Иной характер отложений иллюстрируют более северные разрезы.

Так, на Алеутской террасе (заполненная фронтальная котловина) вскрыта (скв. 186, глубина воды 4,5 км) мощная (>900 м) кремнисто-терригенная турбидитная толща, состоящая из алевритистых и пеплистых диатомовых илов, чередующихся с вулканотерригенными песками, состоящими из андезитовой и базальтовой кластики с небольшой примесью фельзитовой; в незначительном количестве встречаются минералы зеленокаменного изменения (эпидот, амфиболы). Питающей провинцией был Алеутский хребет.

Во фронтальной котловине Хидака, расположенной восточнее дуги Токоу (Япония), на размытой поверхности верхнего мела (скв. 438, 439) [37] залегают валунно-галечные глинистые конгломераты и брекчии (47 м), состоящие из обломков дацита и кремнистых аргиллитов, образо-

вавшихся в результате размыва нижележащих меловых пород. Они покрываются пачкой (105 м) массивных кварцево-полевошпатовых песчанников и алевролитов с обильным моллюсковым детритом; возраст пачки олигоценый³. Следующий интервал (143 м) — чередование темно- и оливково-серых песков, алевритов и глин (турбидитная толща), кверху сменяющихся глинистыми отложениями с прослоями пеплов и известняков; возраст — ранний — средний миоцен. Над ними развита толща (866 м) темно-серых и оливковых глинисто-диатомовых осадков с пепловыми прослоями и известковыми конкрециями; в верхней части разреза появляются полевошпатово-кварцевые пески и алевриты.

Приведенный разрез свидетельствует о быстром погружении района и изменении условий от субаэральных до мелководных морских в олигоцене, до среднебатиальных (глубины 500—1500 м) в начале миоцена и до нижнебатиальных (2000 м) в плиоцене; с плиоцена началось некоторое обмеление, и в настоящее время глубины составляют 1500—1600 м [37].

В целом выполнения фронтальных котловин образованы гемипелагическим (биогенным, глинистым), пепловым и терригенным обломочным материалом; иногда здесь наблюдается и аккумуляция сапропелевого вещества [21]. Отложения разных районов варьируют в зависимости от батиметрии и климатической обстановки. Большая мощность отложений, а иногда и строение разрезов, указывают на тенденцию погружения, однако обильное поступление осадков не только компенсирует его, но и превышает, что приводит к обмелению. На седиментацию первостепенное влияние оказывает развитие активной вулканической дуги (источник кластики) и внешнего структурного поднятия, делающего фронтальную котловину седиментационной ловушкой.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДУГИ (s. str.)

К *вулканическим дугам*, в узком значении этого понятия, относятся протяженные пояса, представляющие собой архипелаги активных и потухших островных и подводных вулканов. Иногда они двойные (Курильские гряды) или раздваивающиеся по простиранию (малый Антильский архипелаг). При этом вулканизм внешних гряд древнее, чем внутренних⁴. Вулканические архипелаги иногда целиком созданы магматическими процессами и включают не только вулканические образования, но и когенетические плутоны, а иногда вулканы расположены на крупных островных массивах, состоящих из сложнодеформированных древних геосинклинальных толщ (Япония). Для них было введено понятие *дуговой массив* [23]. В целом вулканические дуги иногда определяют как *дуговой ороген*, противопоставляя его *коллизионному орогену* [22].

Кроме активных дуг с действующими вулканами в некоторых системах существуют более древние вулканические подводные гряды, где эруптивная деятельность давно прекратилась. Их интерпретируют обычно как части бывших фронтальных дуг, отделившихся от активной дуги в результате междугуговой спрединга в процессе эволюции всей системы. Дуги эти определяют как остаточные; обычно они располагаются внутри окраинных морей, образуя подводные гряды.

Изверженным породам дуг уделялось много внимания. Установлены геохимические индикаторы островодужных магматических серий, что позволяет в большинстве случаев выявлять их в древних складчатых поясах. В целом это дифференцированные комплексы. Многие петрологи различают среди них три серии: островодужную толеитовую, известково-щелочную и щелочную [31]. Первая включает базальты, андезиты

³ Есть данные, что пески сносились не с вулканической дуги, а с располагавшегося на востоке древнего поднятия Ояшио, остатки которого в настоящее время находятся под верхней частью внутреннего склона желоба [37].

⁴ В Малоантильской дуге внешняя гряда была активной в эоцене — раннем миоцене, а внутренняя — с позднего миоцена до наших дней.

(исландиты) и некоторое количество дацитов; содержание SiO_2 в большинстве случаев от 48 до 63%. Вторая характеризуется андезитами и дацитами с небольшим количеством риолитов; SiO_2 52—70%. Третья имеет меньшее значение и представлена как натровой группой, так и калиевой, шошенитовой. В некоторых системах толеиты отсутствуют, и есть основание считать, что это относится к энсиалическим островным дугам [17]. Как для эффузивных, так и для интрузивных фаз магматизма отмечается поперечная петрологическая асимметрия (увеличение содержания калия по мере удаления от желоба). Это может быть использовано при палинспастических реконструкциях в складчатых областях.

Вулканы островных дуг имеют высокий коэффициент эксплозивности и поставляют в зону седиментации большое количество вулканокластики. Она является существенной частью вулканических построек и слагает разнообразные генетические типы отложений как наземных, так и морских. Им стали уделять серьезное внимание литологи, и первая капитальная сводка дана Л. Н. Ботвинкиной [2].

История вулканических дуг определяется чередованием конструктивных и деструктивных фаз; первые сопровождаются активизацией магматизма и ростом вулканических сооружений, вторые — денудацией последних, а иногда и погружением.

Хороший пример в этом отношении представляет Алеутский хребет, включая острова [35, 36]. Конструктивная фаза (доолигоценая) связана с накоплением лав: от базальтовых до риолитовых; различают толеитовые и известково-щелочные разновидности. Осадков мало. Толща включает гранодиориты и небольшие тела габбро. Породы подверглись термальному метаморфизму. Вулканический рост хребта уменьшился или закончился в позднем палеогене — раннем миоцене и началась деструктивная фаза, продолжавшаяся 10—13 млн. лет. С нею связаны субаэральная денудация островов, абразия вершинных платформ хребта и каньонное «выпахивание» его склонов. К этой фазе относится и общее погружение хребта, причем оно было дифференцированным; появлялись грабенообразные депрессии, выполнявшиеся мощными (до 1 км) осадками. Вначале это были, по крайней мере частично, наземные образования, а затем морские — вулканомиктовые и пелагические (диатомовые). Новая конструктивная фаза началась 5—6 млн. лет назад, когда «вулканический рост» стал преобладать над разрушительными силами.

Эрозионно-абразионные процессы и обилие легко размываемых рыхлых тефр приводят к появлению обильного вулканотерригенного и тефроидного материала. Он отлагается как на приостровных шельфах, так и на подводных склонах вулканических гряд и в соседних депрессиях. На шельфах концентрируется более грубая кластика и осадки содержат раковинный материал. В пределах склонов широко развиты отложения гравитационных потоков (вулканомиктовые турбидиты и тефротурбидиты).

Примером отложений погруженных участков активного хребта может быть толща (50 м) верхнего плиоцена, вскрытая скважиной (ст. 457, глубина воды 2647 м), расположенной на Марианском хребте между островами Паган и Аламаган. Отложения представлены грубыми песками с прослоями кристалловитрических пеплов, содержащих карбонатную примесь (фораминиферы, нанофоссилии). Песчаная фракция образована в основном коричневым стеклом и плагиоклазами. Есть дацитовый материал. Судя по сейсмическим профилям, такие отложения относятся к довольно мощной стратифицированной толще, выклинивающейся к островам.

На Западно-Марианском хребте (остаточная дуга) пройден верхний миоцен (~900 м), представленный чередованием витрических туфов разной гранулометрии, вулканомиктовых брекчий и конгломератов. Толща неравномерно стратифицирована. Одни пачки более тонко (слои < 10 см) наслоены, в других присутствуют массивные пласты мощностью 4,5 м. Туфы содержат скелетный детрит мелководных форм (кораллы, гастроподы, крупные фораминиферы), а также лигнитовые фрагменты. Облом-

ки состоят из базальтов и андезитов. Скорость седиментации очень высокая (400 м/млн. лет).

Над обломочной толщей развиты фораминиферово-наофоссилиевые илы плиоцен-квартера мощностью 36 м. На рубеже миоцена и плиоцена произошло резкое сокращение вулканизма и погружение хребта.

С активными хребтами ассоциируют не только вулканокластические накопления, хотя они особенно характерны. На склонах и вершинах подводных вулканических построек в соответствующей климатической обстановке возникают рифы и другие карбонатные отложения. Особенно характерны они для погруженных остаточных дуг (хр. Колвин-Лау, Палау и др.), хотя встречаются и на подводных участках активных дуг, формируясь преимущественно в периоды спада вулканической деятельности. Известняки, например, слагают «платформу» на склоне внешней гряды хр. Тонга, прослеженную вдоль нее на 400 км. Они образовались на глубинах около 300 м, а в настоящее время находятся на 4 км ниже уровня моря, что свидетельствует о больших опусканиях. Залегают известняки на изверженных породах (базальты, габбро, перидотиты) и переслоены вулканокластическими осадками. Максимум карбоната накопления падает на поздний эоцен, миоцен и плиоцен — плейстоцен [24]. Известняки присутствуют на островах Бонинских, Гуам, Сайпан, представляющих поднятые участки фронтальной части островных дуг (Ива-Джима и Марианской). Это мелководные, рифогенные толщи мощностью до 400—500 м, залегающие на вулканических породах. На Бонинских островах возраст их от эоцена и моложе, на южных — миоцен-плейстоценовый [24].

Таким образом, для вулканических дуг (s. str.) характерно обилие вулканических и субвулканических пород определенного состава, которые могут переслаиваться и сочетаться с вулканогенно-осадочными (обломочными). С удалением от вулканических центров все большее значение приобретают тефрогенные и вулканотерригенные отложения разной гранулометрии. Среди них встречаются как мелководные, шельфовые накопления с раковинным детритом, так и четко стратифицированные турбидитные толщи. Последние формируются как на периферии вулканических гряд, так и в их пределах, выполняя депрессии между вулканическими островами.

Турбидитные толщи включают обычные бассейновые осадки: гемипелагические и пелагические. В современных островодужных системах достаточно четко проявляется их отличие в зависимости от климатической зональности. В высоких широтах они представлены диатомовыми осадками, в низких — карбонатными.

ОКРАИННЫЕ МОРЯ

По размеру, морфологии, истории развития, а возможно, и механизму формирования окраинные моря довольно разнообразны. Предложены разные модели их формирования [10]. Рассмотрение этих моделей не входит в нашу задачу. Наиболее популярны модель спрединга в тылу островной дуги [9] и модель захвата океанической коры при формировании дуги [3]; возможно, что история некоторых морей связана с обоими процессами. Для западной периферии Тихого океана окраинные моря были сгруппированы в три типа [16]: 1) тыловодужно-спрединговые, 2) образованные при рифтинге на континентальной окраине (Южно-Китайское, Тасманово), 3) неясного генезиса (Сулавеси, Сулу). Так как в статье рассматриваются островодужные системы, основное внимание привлекает первый тип.

Окраинные моря могут иметь глубины, соизмеримые с абиссальными котловинами открытого океана (5—7 км), хотя в целом они менее глубоководные. В Японском море, например, наибольшие депрессии достигают 3—3,7 км, а некоторые не превышают 2—2,5 км. Приконтинентальные шельфы в одних случаях узкие, в других широкие и могут охватывать большую часть бассейна (Берингово, Охотское) [7].

Сами моря осложнены крупными и небольшими внутренними обычно подводными поднятиями, разделяющими их на ряд батинальных и абиссальных котловин, обладающих корой океанического типа. Одни поднятия имеют форму изометричных блоков с крутыми флангами и сбросовыми уступами (предполагается, что многие из них представляют собой разбитые и опущенные фрагменты континентальной коры [4], другие прослеживаются в виде хребтов; это погруженные остаточные дуги; возраст их омолаживается в направлении от континента к океану. Между хребтами расположены тыловые (задуговые) котловины. Д. Кариг [9] выделил среди них активные (междуговые) и неактивные; в первых спрединг продолжается и ныне, во вторых он уже прекратился.

Примерами активных бассейнов являются Марианский трог и котловина Лау; они расположены между «действующей» вулканической грядой (соответственно Марианской и Тонга) и остаточной дугой (хребты Западно-Марианский и Колвил-Лау). Ширина бассейнов небольшая (100—400 км), глубина разная, но меньше, чем в соседних котловинах открытого океана (на 2 км и более) и в смежных неактивных тыловых бассейнах (на 1—2 км). В осевой части рассматриваемых структур разрезы представлены двумя толщами: вулканической и осадочной. Первая состоит из массивных и подушечных толеитовых базальтов с прослоями пелагических и гемипелагических осадков (известковые илы, пеплистые алевропелиты и глины). Вторая (Марианский трог, скв. 454А) образована зеленоцветными алевитистыми и пеплистыми глинистыми илами с прослоями кристалловитрических пеплов. Некоторые интервалы обогащены биогенным материалом: нанофоссилиями, диатомовыми и радиоляриевыми остатками. Мощность толщи 67 м. Возраст — поздний плейстоцен. Ближе к активной вулканической гряде осадочный разрез представлен вулканотерригенными отложениями (граветиты, контуриты) с прослоями пеплов и пемзы; снос материала происходил со стороны активной дуги [19].

Необычный разрез пройден на внутреннем фланге Марианского трога (ст. 453). Здесь тоже вскрыты две толщи. Нижняя (149 м) в основании представлена рассланцованными и брекчированными серпентинитами и габбро, над которыми развиты брекчии; в нижней части (30 м) они образованы обломками метаморфизованных андезитов и дацитов, а в верхней (85 м) — обломками габбро, диабазов и базальтов. Материал несортирован и слабо обработан; отдельные фрагменты достигают 45 см. Связующая масса состоит из мелкораздробленной кластики того же состава, и в ней много карбонатов, хлорита, окислов железа, глинистых минералов; присутствуют кварц, эпидот, пренит. Обломочный материал принадлежит породам островодужной серии [25]. Они были метаморфизованы, а иногда и тектонизированы до образования самой брекчии. Кластика, очевидно, поступала со склона Западно-Марианского хребта и метаморфизм предшествовал образованию трога. Сама брекчия скорее всего представляет собой оползневую массу (олистострома), возникшую в зоне разлома [25]. Верхняя, осадочная толща (455 м) песчано-глинистая турбидитная; обломочная фракция в основном вулканитовая. Кверху количество песчаного материала уменьшается и появляются отложения, обогащенные биогенным кремнеземом.

Отложения междуговых котловин по составу довольно сходны с отложениями других депрессий островных дуг (обилие вулканических турбидитов и гемипелагитов). Однако разрез в целом отличается присутствием в нижней части толеитов с прослоями пелагических осадков. Осадочное выполнение междуговых бассейнов асимметрично из-за большего поступления с активной дуги вулканотерригенного и пирокластического материала. Наблюдается некоторая тенденция углубления котловины с течением времени, сказывающаяся на увеличении роли тонких илов; вероятно, это определяется расширением структуры в результате спрединга.

Большинство котловин окраинных морей западной периферии Тихого океана относится к «неактивным»; многие из них возникли в результате

задугового спрединга, хотя далеко не всегда сохранились его следы. О спрединговой природе в этом случае судят косвенно, по сходству строения котловины со структурами несомненно спредингового происхождения.

Одним из лучших примеров неактивной «спрединговой структуры» является котловина Паресе-Вела (Филиппинское море). Она ограничена подводными хребтами: Западно-Марианским на востоке и Кюсю-Палау на западе (остаточные дуги). В центральной части котловины, параллельно хребтам, прослежен реликт осевого рифта, активного в середине третичного времени [4, 28]. Глубина большей части бассейна составляет приблизительно 5 км, но в рифтовых трогах — более 6 км. Основание котловины представлено свежими и измененными толеитовыми базальтами. Особенностью бассейна является изолированность его от поступления с континента терригенного обломочного материала. Отложения западной и восточной частей котловины имеют характерные отличия.

На западе (скв. 449) выше подушечных базальтов развита небольшая (111 м) осадочная толща (верхи олигоцена — плейстоцен). В основании ее (~14 м) присутствуют желто-коричневые наноилы; выше разрез представлен эвпелагическими коричневыми глинами, на некоторых интервалах обогащенными радиоляриями и нанофоссилиями, образующими и самостоятельные прослои.

В восточной части котловины (скв. 450) осадочная толща мощная (330 м) и состоит из двух единиц. Нижняя (средний миоцен, мощность 250 м) образована монотонной толщей преимущественно тонких витрических, часто глинизированных туфов с редкими прослоями более грубых туфов (песчаной и более крупной размерности); отмечаются разнообразные осадочные текстуры: косая и горизонтальная слойчатость, знаки внедрения, градационное распределение материала. Обычна незначительная примесь биогенного карбоната (кокколиты). Скорость седиментации 50 м/млн. лет. Верхняя единица (средний миоцен, мощность 83 м) представлена коричневыми глинами, в разной степени пеплистыми, с прослоями пеплов в нижней половине разреза; скорость седиментации слегка выше 2 м/млн. лет [28]. Вулканокластический материал, слагающий большую часть разреза, поступал с Марианской дуги, по направлению к которой мощность кластической толщи возрастает. Остаточные, погруженные дуги не являются столь существенным «поставщиком» осадочного материала, хотя местами с ними связаны оползни.

В отличие от Марианского междугового трога в котловине Паресе-Вела доминируют не гемипелагические, а эвпелагические осадки, что определяется большим раскрытием и большей амплитудой погружения «старой» структуры. Вместе с тем видны и общие черты формирования осадочного чехла, выражающиеся в его асимметричном строении. В обоих случаях во фронтальных частях котловин развиты мощные вулканомиктовые шлейфы. Такая закономерность впервые была установлена Д. Каригом [9] и, вероятно, может быть использована при исследованиях в древних складчатых областях.

В морях, изолированных от континентального поступления материала, обломочная седиментация почти целиком определяется сносом с вулканических гряд. Мощность туфовулканотерригенных ассоциаций вблизи них может достигать нескольких километров, а в глубь депрессии мощность толщи, в которой уже существенное значение приобретают гемипелагические и пелагические осадки, уменьшается (первые сотни метров и менее). В нешироких междуговых трогах шлейфы вулканотерригенных отложений могут достигать спрединговой зоны и залегать непосредственно на базальтах. Чаще такие отложения сменяются обычными для данного моря пелагическими (или гемипелагическими) илами.

В морях, расположенных непосредственно рядом с континентом или другими крупными участками суши (Япония), седиментация усложняется обильным поступлением терригенного материала. Так, в Южно-Китайском море, куда впадают крупные реки Азии, накопление терригенов столь интенсивно, что приводит к проградации континентального склона

[26]. В Японском море поставщиком кластики являлись не только континент, но и Японские острова. Терригенный материал поступает с шельфов, через каньоны и долины к подножию склонов, образуя веерные системы; здесь формируются стратифицированные песчано-алеврито-пелитовые толщи мощностью в несколько сотен метров [15].

Таким образом, в осадочном чехле окраинных (тыловодужных) морей различаются следующие главные фациальные комплексы: 1) обломочный вулканомиктовый турбидитный — переслаивание туфов, вулканитовых песков, алевритов, пелитов (глины, пеплы); формирование его происходило на периферии островных вулканических поднятий, включая склон, подножие, а иногда и прилежащую часть котловины; 2) обломочный полимиктовый того же типа, но связанный с континентом (или крупными островными поднятиями); 3) алевритоглинистый, с участием того или иного количества биогенного материала (охватывает пониженные участки котловины и иногда тесно связан с предыдущим комплексом); относится к гемипелагическим и дистально-турбидитным отложениям; 4) существенно кремнистый (радиоляриевый, диатомовый) — пелагический и гемипелагический (глинисто-кремнистый); 5) существенно известковый — пелагический; 6) «красные» глины — образование наиболее глубоководное.

Почти во всех комплексах присутствует пирокластика, иногда ее очень немного, но некоторые интервалы разреза ею обогащены. Пепел (стекло, кристаллокластика) в том или ином, иногда значительном количестве отмечается и в «красных» глубоководных глинах молодых активных тыловых бассейнов (Марианский, Лау), что отличает их от абиссальных глин открытого океана и более старых тыловых котловин окраинных морей [26]. Выделяются эти «ранние глины» и скоростью накопления (30—50 м/млн. лет, тогда как обычная скорость седиментации красных глин 2—3 м/млн. лет).

Для тыловых бассейнов запада Тихого океана (по данным скважин) были высчитаны следующие соотношения объемов разных типов отложений [27]: оползни (дебризные потоки) 1,2%; турбидиты феневых систем 25,7%; гемипелагические и дистально-турбидитные глины 21,8%; пелагические глины 4,2%; биогенные кремнистые пелагиты 4,3%; биогенные пелагические карбонаты 23,8%; переотложенные карбонаты 9,5%; пирокластика 3,5%.

Как известно, многие окраинные моря осложнены внутренними поднятиями, различающимися по форме, размеру и происхождению. Вершины их обычно расположены на глубинах ниже 1 км, чаще приблизительно 2—2,5 км, но отдельные возвышенности достигают 600 м [12]. Некоторые из них почти лишены рыхлого покрова; на многих отмечаются скопления грубого материала, состоящего из обломков местных коренных пород. Однако там, где осадочный чехол значителен и вскрыт скважинами, он в значительной мере или целиком представлен пелагическими и гемипелагическими илами. Приведем некоторые примеры.

В западной части Филиппинского моря известны небольшие глыбовые хребты (Дайто, Гогиа и др.) и плато (Амали, Бенхам и др.) [4]. На некоторых пробурены скважины, дающие представление о разрезе.

Так, в небольшой депрессии (глубина воды 3400 м) на хр. Дайто (глубина воды 2000 м) скв. 445 вскрыла отложения до среднего эоцена (~900 м). Выделяются две толщи.

Нижняя толща (242 м) песчано-конгломератовая, внизу более грубая; сверху в ней появляется все больше алевритов, глин и нанофоссилиевых известняков. Конгломераты нередко с обильной песчаной связующей массой. Обломки несортированные, угловатые и плохоскатанные. Преобладают гальки измененных изверженных пород (щелочных базальтов, андезитов, габбро), составляющих иногда до 90% грубой фракции; встречаются гальки меловых рифогенных известняков. Песчаный материал образован кластикой того же типа, но здесь много минералов (плагиоклазы, пироксены, оливин), среди которых указываются хромовая шпинель и минералы зеленокаменного изменения; местами обилен разнооб-

разный органогенный детрит и крупные бентосные фораминиферы. В нижней части разреза конгломераты более грубые (обломки до 15 см), пласты их мощные (до 5 м), и они представляют собой хаотическое распределение песка и галек; им приписывают оползневое происхождение. Кверху размер галек (до 1,5 см) и мощность слоев уменьшаются, в них отмечается градиционное строение, разделяющие их песчано-алевритовые пачки обладают текстурами, характерными для турбидитов.

Верхняя толща (650 м) карбонатная, состоящая в основном из нанофоссилиевых илов и мела с прослоями, обогащенными фораминиферами, глинистым и пепловым материалом; широко распространены биотурбации, но местами сохранились текстуры, характерные для турбидитов, причем появление таких интервалов связано с увеличением скорости седиментации и процессами переотложения карбонатного материала; считают, что около 60% последнего является переотложенным.

На плато Бенхем скв. 292 прошла осадочную толщу (367 м) от эоцена до квартера, представленную мелом с небольшим количеством кремней и нанофоссилиевыми илами. На хр. Кюсю-Палау (ст. 296) осадочный разрез тоже представлен мощной (453 м) толщей наноилов и мела.

В целом для поднятий характерно присутствие карбонатных разрезов, что определяется расположением дна выше КГК. Особенно интенсивно карбонатообразование протекало в тропической зоне. На севере (Японское, Берингово моря) на поднятиях (Ямато, Бауэрса) развиты глинисто-диатомовые илы с прослоями пеллов.

* * *

Из изложенного выше материала видно, что осадочный чехол островодужных систем образован характерными взаимосвязанными комплексами отложений (ассоциациями). Слагающий их материал полигенный, поэтому ассоциации определяют по преобладающему компоненту. Наиболее распространены следующие ассоциации.

1. Терригенная обломочная (турбидитная), состоящая из чередования песков, алевритов и глинистых илов; в проксимальных частях возможны гравийно-галечные прослои. Обломочный материал полимиктовый, включающий «сиалический» компонент, а иногда и «островодужный». Кластика связана с континентальным источником или крупными участками островной суши. В формировании отложений большое значение имели турбидные потоки и придонные течения, создававшие подводно-веерные системы (фены). Ассоциация характерна главным образом для окраинных морей (континентальное подножие и прилегающая котловина), но присутствует и в близких к континенту желобах. Мощность ассоциации варьирует в больших пределах — от 250 до 900 м. Указывается скорость седиментации около 100 м/млн. лет. Однако там, где отложение относится к проксимальной части конуса, мощность может достигать нескольких километров (судя по данным сейсмопрофилирования).

2. Вулканомиктовая (турбидитная) — образована чередованием вулканотерригенных и тефрогенных песков, алевритов, гравия, пеллов и глины. Может присутствовать в подчиненном количестве карбонатный и кремнистый материал. Ассоциация слагает подводные шлейфы вблизи островных вулканов, являющихся источником кластики (эксплозии, размыв построек). В переносе и отложении обломочного материала большое значение имели гравитационные процессы (турбидные *s. lato*) и придонные течения. Скорость седиментации высокая (350 м/млн. лет и более); мощность иногда достигает 2—3 км. Ассоциация характерна для междуговых и тыловых котловин, фронтальных депрессий и некоторых желобов; отложения являются главной составляющей многих аккреционных призм.

3. Гемипелагические ассоциации включают несколько взаимосвязанных разновидностей, отличающихся составом входящих компонентов. Одни из них почти целиком терригенные: алеврито-глинистые, частично

содержащие материал дистальных турбидитов; в них могут присутствовать и мелкозернистые пески. Другие содержат, кроме того, пепел и биогенный материал; они могут присутствовать в больших количествах — как в виде примеси к терригенным осадкам, так и образовывать в ассоциации самостоятельные единицы; соответственно различаются пеплово-глинистые, кремнисто-глинистые, карбонатно-глинистые ассоциации, а также толщи более сложного состава. Мощности таких ассоциаций варьируют в больших пределах: от первых десятков до 900 м, в особых случаях более. Скорость седиментации сравнительно небольшая (10—100 м/млн. лет), хотя может возрастать, например, при обилии пеплов. Состав биогенных осадков определяется в конечном счете климатической зональностью и батиметрией. Кремнистые илы тяготеют к глобальным поясам кремненакопления, а карбонатные — к тропической зоне и участкам, дно которых находится выше КГК.

Гемипелагические ассоциации присутствуют в депрессиях всех элементов островодужной системы; в желобах, фронтальных и тыловых котловинах, в том числе в приконтинентальных депрессиях; они входят в состав аккреционных призм, в редких случаях отмечаются на поднятиях (хр. Ямато).

4. Пелагическая карбонатная ассоциация представлена фораминиферово-нанофоссилиевыми илами (или мелом) с подчиненным количеством глинистого материала (мергели, прослойки глин), а иногда пепла. Локально присутствуют кремнистые прослои и конкреции (кремнисто-карбонатные интервалы); в них различаются радиоларии и спикулы губок. Мощность карбонатной ассоциации варьирует от немногих метров до 400 м, а скорость седиментации от 10 (редко менее) до 100 м/млн. лет. Ассоциация развита обычно в окраинных морях, изолированных от большого притока терригенного материала; она приурочена к относительно неглубоким (4,7 км и менее) котловинам и разделяющим их поднятиям, в том числе к погруженным частям вулканических гряд.

5. Пелагические «красные глины» по объему занимают в островодужных системах весьма скромное место, но в определенных зонах формирование их охватывает значительные интервалы времени. Условия формирования этого характерного типа океанических осадков, как и их состав, хорошо изучены [5]. Среди них были выделены эв- и миопелагические глины (переходные к гемипелагическим). Кроме того, учитывая состав и структурное положение в системе островных дуг, различаются «ранние» и «поздние» глины [26]. Первые обогащены пеплом, в них относительно высокое содержание монтмориллонита, а иногда и биогенного компонента. Скорость седиментации их намного больше (30—50 м/млн. лет), чем абиссальных глин. Возникают они на ранних стадиях развития междугубовых котловин. «Поздние» глины сходны с абиссальными и присутствуют в хорошо развитых (широких) тыловых бассейнах.

В островодужных системах встречаются также полимиктовые песчано-конгломератовые и брекчиевые накопления значительной (250—450 м) мощности. Они имеют небольшое распространение по сравнению с другими отложениями и развиты в окраинных морях на поднятиях (хр. Дайто, возвышенность в Новогейбридском трого) или вблизи них (котловина Паресе-Вела у хр. Кусю-Палау). Обычно грубообломочные отложения приурочены к основанию осадочного чехла.

В тропической зоне с поднятиями (опущенные фрагменты вулканических дуг и др.) местами связаны рифогенные постройки и раковинно-детритовые известняки, а к склоновым фациям приурочены оползневые и турбидитные карбонатные накопления (по подсчетам Клейна и Ли [27] они составляют 9,5% осадочного чехла тыловых бассейнов Тихоокеанских островных дуг).

Кроме перечисленных осадочных и вулканогенно-осадочных ассоциаций в островодужных системах присутствуют вулканические и осадочно-вулканические комплексы. Это, во-первых, эффузивно-туфовый комплекс (включающий субвулканические тела и пачки вулканомиктовых отложений), относящийся к вулканическим грядам, и, во-вторых, базальты,

часто подушечные, отмечающие, по-видимому, центры спрединга (или «захваченную» при формировании дуг океанскую кору).

Приведенный материал о составе и строении главных породных ассоциаций современных островодужных систем и их размещение в разных структурно-морфологических зонах этих систем, по-видимому, можно использовать при восстановлении палеоаналогов, фрагментарно сохранившихся в складчатых поясах континентов. При этом возникает ряд трудностей, одна из которых связана с тем, что сходные и близкие ассоциации являются как бы сквозными, присутствующими в разных зонах. Вероятно, «на помощь» здесь может прийти возраст ассоциаций. В развитых островодужных системах надо ожидать его «омоложение» от внутренней к внешней части системы.

Литература

1. Антипов М. П. Проблема образования аккреционных призм глубоководных желобов//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 1. С. 3—10.
2. Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.
3. Васильковский Н. П. Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (с позиций необратимого развития земной коры)//Тектоника Советского Дальнего Востока и прилежащих акваторий. М.: Наука, 1968. С. 30—43.
4. Геология дна Филиппинского моря/Под ред. Пейве А. В. М.: Наука, 1980. 259 с.
5. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана/Под ред. Безрукова П. Л. М.: Наука, 1979. 415 с.
6. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии/Под ред. Говорова И. Н. М.: Наука, 1984. 334 с.
7. Гнибеденко Г. С., Хведчук И. И. Основные черты геологии Охотского моря//Тр. 27-го МГК (докл.). 1984. Т. 6. Ч. 2. С. 12—20.
8. Диккинсон У. Модели геосинклиналий в свете положений тектоники плит//Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 220—232.
9. Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана//Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266—288.
10. Паккэм Дж., Фалви Д. Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана//Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 288—314.
11. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
12. Структура осадков и фаций Японского моря//Под ред. Аблаева А. Г., Маркевича П. В. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 286 с.
13. Уэда С. Геология отдельных континентальных окраин. Тихоокеанский регион//Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 170—191.
14. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
15. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей//Литология и полезные ископаемые. 1978. № 4. С. 3—22.
16. Хэйс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура//Тр. 27-го МГК (докл.). 1984. Т. 6. Ч. 2. С. 30—44.
17. Цветков А. А., Говоров Г. И., Цветкова М. В., Аракелянц М. М. Эволюции магматизма Малокурильской гряды в системе Курильской островной дуги//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 11—27.
18. Biju-Duval B., Moore J. C. et al. Initial Reports of DSDP. Wash., 1984. V. 78. 848 p.
19. Cas R. A. F., Jones J. G. Paleozoic interarc basin in eastern Australia and modern New Zealand analogue//N. Z. Geol. and Geophys. 1979. V. 22. № 1. P. 71—85.
20. Coleman P. J. On Island arcs//Earth-Science Rev. 1975. № 11. P. 47—80.
21. Dickinson W. R. Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope and trough settings between magmatic arcs and associated trenches//Pacific Geology. 1971. № 3. P. 15—30.
22. Dickinson W. R. Subduction tectonics in Japan//Trans. Amer. Geophys. Union. 1977. V. 10. P. 948—952.
23. Dickinson W. R., Seely D. R. Structure and stratigraphy of Forearc Regions//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. V. 63. № 1. P. 2—31.
24. Hawkins T. W., Sherman H., Bloomer H. et al. Evolution of intra-oceanic arc-trench systems//Tectonophysics. 1984. V. 102. № 1—4. P. 175—205.
25. Hussong D. M., Ueda S., Blanchet R. et al. Initial Reports of DSDP. Wash., 1982. V. 60. 929 p.
26. Karig D. E., Moor G. F. Tectonically controlled sedimentation in Marginal basins//Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 233—238.
27. Klein G. de V., Lee Y. I. A preliminary assessment of geodynamic controls on depositional systems and sandstone diagenesis in back-arc basins, western Pacific Ocean//Tectonophysics. 1984. V. 102. № 1—4. P. 119—152.
28. Kroenke L., Scott R., Balshaw K. et al. Initial Reports of DSDP. Wash., 1981. V. 59. 820 p.
29. Kulm L. D., von Huene R., Duncan I. R. et al. Initial Reports of DSDP. Wash., 1975. V. 18. 1077 p.

30. Ludwig W. J., Murauchi S., Houtz R. E. Sediments and Structure of the Japan Sea// Bull. Geol. Soc. America. 1975. V. 86. № 5. P. 651—664.
31. Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. L.: Allen and Unwin, 1973. 482 p.
32. Nesteroff W. D., Wezel F. C., Pautot G. Summary of lithostratigraphic findings and problems//Initial Reports of DSDP. Wash. 1973. V. 13. Pt 2. P. 1021—1040.
33. Okada H. Sedimentary environments on and around Island arcs: an example of the Japan trench area//Precamb. Res. 1980. V. 12. № 1. P. 115—139.
34. Scholl D. W., Marlow M. S. Sedimentary sequences in modern Pacific trenches and the deformed Circum-Pacific Eugeosyncline//Modern and ancient Geosyncline sediments. Soc. Econ. Palaeontol. and Mineral. Spec. Publ. 1974. № 19. P. 193—211.
35. Scholl D. W., Vallier T. L., Stevenson A. J. Arc, forearc and trench sedimentation and tectonics; Amalia Carridor of the Aleutian Ridge//Studies Cont. Marg. Geol. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1983. Mem. 34. P. 413—439.
36. Stewart R. J. Neogene volcanoclastic sediments from Ataka Basin, Aleutian Ridge// Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. V. 62. № 1. P. 87—97.
37. Van Hune R., Langseth M., Nasu N., Okada H. Japan trench transect//Initial Reports of DSDP. Wash., 1980. V. 56—57. Pt 1. P. 473—488.
38. Westbrook G. K., Smith M. J. Long decollements and mud volcanos: evidence from the Barbados Ridge Complex for the role of high pore-fluid pressure in the developments of an accretionary complex//Geology. 1983. V. 11. № 5. P. 279—283.
39. White R. S., Loudon K. E. The Makran Continental Margin: structure of thickly sedimented convergent Plate Boundary//Studies Cont. Marg. Geol. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1983. Mem. 34. P. 499—520.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
16.II.1987

УДК 551.312.3

ТВЕРДЫЙ РЕЧНОЙ СТОК В МИРОВОЙ ОКЕАН

ВАСИЛЬЕВ В. П.

Получена новая оценка количества твердых веществ, поступающих в океан с речным стоком. Приводится распределение стока взвешенных и влекомых речных наносов по континентам и океанам. При расчете использованы среднеголетние данные по твердому стоку для 436 рек и применена методика локальной экстраполяции.

Большое значение для правильного понимания процессов терригенного осадкообразования в морях и океанах имеет точная оценка твердых и растворенных веществ, поступающих в океан с суши. Терригенный осадочный материал поступает в бассейны седиментации с речным и ледниковым стоком, в результате абразии берегов и золотых выносов. Имеются данные, согласно которым твердый речной сток более чем в 5 раз превосходит все остальные источники обломочного материала и оказывает решающее влияние на осадкообразование в морях и периферических частях океана, т. е. в районах лавинной седиментации [4, 5].

За период с 1950 г. получены разноречивые оценки количества осадочного материала, поступающего ежегодно в океан с суши, изменяющиеся от 12,69 до 51,10 млрд. т. Критический обзор этих оценок приводится в работе [4]. В настоящее время в теории глобального океанского седиментогенеза принята одна из последних оценок твердого речного стока — 18,53 млрд. т/год, рассчитанная А. П. Лисицыным [4]. Эта оценка, как и оценки других исследователей, была получена следующим образом. Для каждого океана суммировался твердый сток взвешенных наносов главных рек его водосбора (надежные определения речных постов), по которому определялся средний модуль взвешенных наносов (отношение суммарного твердого стока к суммарной площади учтенных речных бассейнов) для охваченной наблюдениями площади водосбора. Экстраполяция этого модуля на всю площадь океанического водосбора давала количество полного твердого стока в океан. В полученной таким образом оценке (18,53 млрд. т/год) использованы данные по 40 речным бассейнам (61% общей площади водосбора) для Атлантического и Северного Ледовитого океанов, по 9 (42%) — для Тихого и 8 (39%) — Индийского океанов. При этом из-за малочисленности надежных определений совершенно не учитывался сток влекомых наносов.

Таким образом, примененная методика имеет два очевидных недостатка: 1) неучет стока влекомых наносов; 2) экстраполяция среднего модуля твердого стока изученной территории на весь океанический водосбор. Известно, что океанские водосборы — самые крупные геоморфологические подразделения планетарного масштаба — крайне неоднородны по ландшафтно-климатическим условиям, геолого-геоморфологическому строению и степени антропогенного изменения природных ландшафтов. Поэтому допущенная (так называемая глобальная) экстраполяция может привести к значительным ошибкам в оценке общего твердого стока, особенно в те океаны, водосборы которых недостаточно охарактеризованы надежными данными гидрологических постов, а последние распределены по водосбору неравномерно. Тем не менее рассчитанная оценка речного твердого стока включала практически все имевшиеся надежные определения речных постов, а методика ее получения вполне удовлетворяла существовавшему уровню знаний об эрозии и стоке наносов на Земле.

В последние годы появилось много новых данных по эрозии и стоку наносов, обстоятельная сводка которых приведена А. П. Дедковым и

В. И. Можжериним [3]. В этой работе по наблюдениям за стоком взвешенных наносов в 3763 пунктах дана оценка эрозии на равнинах и в горных районах Земли, получены зависимости ее интенсивности от климата и ландшафта, размеров водосборного бассейна и рельефа, геологического строения (состава пород) и хозяйственной деятельности человека, составлена карта стока взвешенных наносов на Земле, проанализированы структура эрозии речного бассейна, соотношение влекомых и взвешенных наносов, их гранулометрический состав. В частности, было установлено, что даже в пределах одной ландшафтно-климатической и орографической зоны сток взвешенных наносов может существенно меняться в зависимости от состава пород на водосборе и степени его антропогенной измененности. Одновременно были уточнены границы океанов и водосборных бассейнов, их площади [6]. Все это позволяет более точно оценить количество не только взвешенных, но и влекомых речных наносов, поступающих в океан, т. е. впервые получить оценку общего твердого речного стока.

В выполненных автором расчетах использованы надежные определения среднемноголетнего (период наблюдений, как правило, не менее 10 лет) стока наносов для 436 рек, на которых наблюдения велись в устьях или в непосредственной близости от них [3]. Распределение учтенных речных бассейнов по водосборам океанов: Северного Ледовитого — 35 речных бассейнов (66% от общей водосборной площади океана), Атлантического — 255 (69%), Тихого — 128 (43%) и Индийского — 18 (43%).

При определении речного твердого стока со всей площади океанического водосбора расчет производился дифференцированно, по секторам (метод локальной экстраполяции). Для этого в пределах каждого океанического водосбора был выделен ряд секторов, характеризующихся близкими значениями модулей стока взвешенных наносов для изученных речных бассейнов и сходными ландшафтно-климатическими, геолого-геоморфологическими условиями и степенью антропогенного изменения природных ландшафтов — факторами, существенно влияющими на интенсивность речной эрозии (фигура). Дифференцированный подход при определении твердого стока речных наносов позволяет сравнительно уменьшить погрешности, которые могут возникнуть при расчете наносов с неравномерно охваченных постами наблюдений водосборов методом глобальной экстраполяции.

Площади выделенных секторов рассчитывались методом палетки по картам масштаба 1 : 30 000 000. Границы и площади океанических водосборов были приняты по [6].

Для расчета стока влекомых наносов использовались отношения влекомых наносов к взвешенным, средние значения которых можно принять в 0,06 — для равнинных рек (данные по 111 пунктам наблюдений), 0,16 — для равнинных рек с истоками в горах (по 24 пунктам), 0,22 — для низкогорных и среднегорных рек (соответственно по 87 и 58 пунктам) и 0,29 — для высокогорных рек (по 13 пунктам) [3].

Распределение твердого стока с выделенных в пределах каждого континента водосборных секторов приведено в табл. 1—6. В табл. 7 приводится количество взвешенных и влекомых наносов, поступающих в океаны с разных континентов, а в табл. 8 — новая оценка твердого речного стока в Мировой океан и для сравнения прежние оценки, сделанные А. П. Лисицыным [4].

Общий твердый сток рек в Мировой океан составляет 19,288 млрд. т/год, и в том числе 16,303 млрд. т/год (85%) — взвешенные наносы и 2,985 млрд. т/год (15%) — влекомые наносы. Как видим, не учитывавшиеся ранее влекомые наносы примерно сопоставимы с суммарным количеством осадочного материала ледниковой и эоловой поставки (соответственно 1,5 и 1,6 млрд. т/год [4]). Новая оценка стока взвешенных наносов в Мировой океан на 2,2 млрд. т/год меньше оценки А. П. Лисицына [4]. Особенно завышенным в прежних расчетах оказался взвешенный сток в Индийский океан, более чем на 3 млрд. т/год, сравнительно

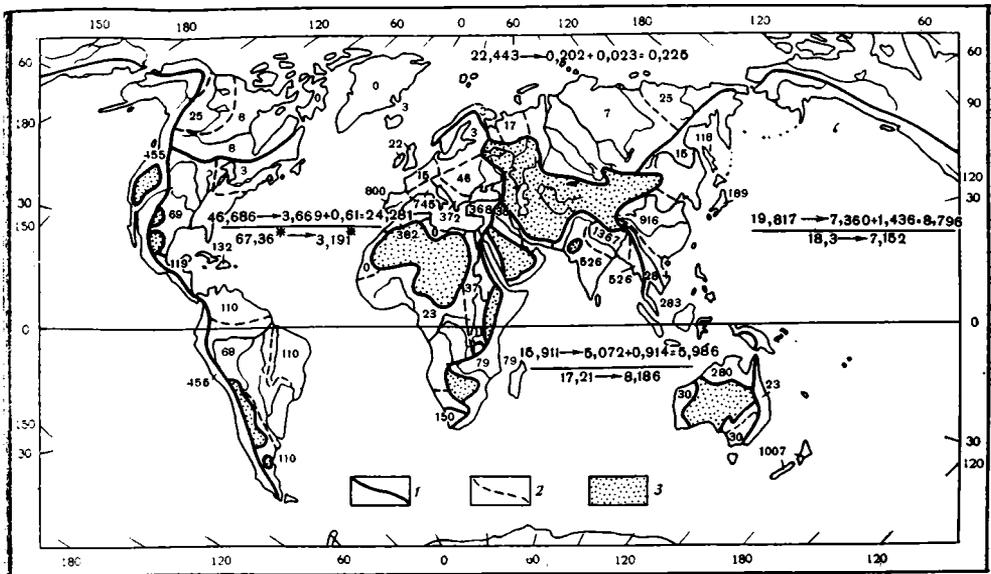
Таблица 1

Речной твердый сток в Мировой океан с территории Европы

Бассейн (океан)	Сектор	Площадь водосбора, млн. км ²	Взвешенные наносы, млрд. т/год	Влекомые наносы, млрд. т/год	Средний модуль стока взвешенных наносов, тыс. т/км ² -год	Отношение влекомых наносов к взвешенным	Общий твердый сток, млрд. т/год
Северный Ледовитый	Бессточные области (арктические острова)	0,131	0	0	0	—	0
	От бассейна р. Северная Двина до Урала	0,652	0,011	0,0007	16,9	0,06	0,0117
	Западнее бассейна р. Северная Двина	0,748	0,002	0,0001	2,7	0,05	0,0021
	Сумма	1,531	0,013	0,0008	8,5	0,06	0,0138
Атлантический	От бассейна р. Кубань до Варны	2,048	0,034	0,015	45,9	0,16	0,109
	От Варны до бассейна р. По	0,328	0,122	0,027	372,0	0,22	0,149
	От бассейна р. По до Пиренейского полуострова	0,325	0,242	0,053	744,6	0,22	0,295
	Пиренейский полуостров	0,585	0,468	0,103	800,0	0,22	0,571
	От Пиренейского полуострова до бассейна Балтийского моря	0,855	0,013	0,002	15,2	0,15	0,015
	Бассейн Балтийского моря	2,060	0,007	0,0004	3,4	0,06	0,0074
	Средиземноморские острова	0,066	0,020	0,005	303,0	0,22	0,025
	Великобритания и Ирландия	0,314	0,007	0,0004	22,3	0,06	0,0074
	Прочие острова	0,188	0,0006	0,00004	3,2	0,06	0,00064
	Сумма	6,769	0,974	0,205	143,9	0,21	1,179
Мировой		8,3	0,987	0,2058	118,9	0,21	1,193

Речной твердый сток в Мировой океан с территории Азии

Бассейн (океан)	Сектор	Площадь водосбора, млн. км ²	Взвешенные наносы, млрд. т/год	Влекомые наносы, млрд. т/год	Средний модуль стока взвешенных наносов, тыс. т/км ² -год	Отношение влекомых наносов к взвешенным	Общий твердый сток, млрд. т/год
Северный Ледовитый	Бессточные области (арктические острова)	0,129	0	0	0	—	0
	От Урала до бассейна р. Яна	9,943	0,067	0,004	6,7	0,06	0,071
	Бассейн р. Яны и восточнее	1,600	0,040	0,009	25,0	0,22	0,049
	Сумма	11,672	0,107	0,013	9,2	0,12	0,120
Атлантический Тихий	Малая Азия, Кавказ и острова	0,627	0,231	0,051	368,4	0,22	0,282
	От Чукотки до бассейна р. Хуанхэ	4,240	0,062	0,010	14,6	0,16	0,072
	От бассейна р. Хуанхэ до полуострова Индокитай	3,239	2,966	0,475	915,7	0,16	3,441
	Полуостров Индокитай	2,091	0,594	0,131	284,1	0,22	0,725
	Сахалин	0,076	0,009	0,001	118,4	0,16	0,010
	Японские острова	0,370	0,070	0,015	189,2	0,22	0,085
	Острова Малайского архипелага	1,889	0,536	0,118	283,7	0,22	0,654
	Сумма	11,905	4,237	0,750	355,9	0,18	4,987
Индийский	Бассейны рек Ганга и Брахмапутры	1,640	2,240	0,493	1366,7	0,22	2,733
	Южная Азия	3,430	1,803	0,288	525,7	0,16	2,091
	Юго-Западная Азия	1,710	0,060	0,010	35,1	0,16	0,070
	Шри Ланка	0,066	0,012	0,003	181,8	0,22	0,015
	Острова Малайского архипелага	0,150	0,079	0,017	526,7	0,22	0,096
	Сумма	6,996	4,194	0,811	599,5	0,19	5,005
Мировой		31,200	8,769	1,625	281,1	0,19	10,394



Речной твердый сток в Мировой океан

1 — границы океанических водосборных площадей и областей внутреннего стока; 2 — границы секторов, по которым проводился расчет твердого стока; 3 — области внутреннего стока (цифры, относящиеся к секторам — средние модули стока взвешенных наносов, рассчитанные по определениям гидрологических постов). Цифры в пределах океанических акваторий — площади водосборов и рассчитанные значения твердого речного стока в следующей последовательности: в числителе — площадь водосбора (без Антарктиды), млн. км² → сток взвешенных наносов (млрд. т/год) + сток влекомых наносов (млрд. т/год) = общий твердый сток (млрд. т/год); в знаменателе для сравнения данные А. П. Лисицына [4] — площадь водосбора (без Антарктиды) в млн. км² → сток взвешенных наносов (млрд. т/год). Звездочкой отмечено суммарное значение для Атлантического и Северного Ледовитого океанов

близкие значения получены для Атлантического, Северного Ледовитого и Тихого океанов. Несмотря на то что в расчетах использовались разные значения площадей океанических водосборов, различия в оценках связаны в основном с разными методиками их получения, в чем легко убедиться, рассчитав относительный сток — средние модули стока взвешенных наносов — по новым и старым данным.

Существенное расхождение в оценках твердого стока в Индийский океан связано с тем, что в прежних расчетах 62% учтенных площадей приходилось на аномальные по количеству твердого стока для соответ-

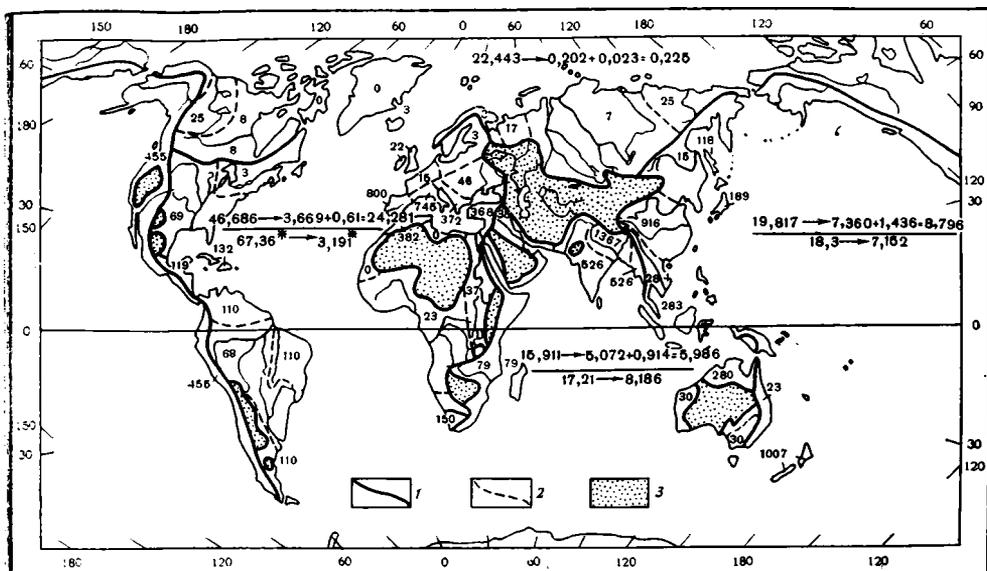
Таблица 3

Речной твердый сток в Мировой океан с территории Африки

Бассейн (океан)	Сектор	Площадь водосбора, млн. км ²	Взвешенные наносы, млрд. т/год	Влекомые наносы, млрд. т/год	Средний модуль стока взвешенных наносов, тыс. т/км ² ·год	Отношение влекомых наносов к взвешенным	Общий твердый сток, млрд. т/год
Атлантический	Бессточные области	0,990	0	0	0	—	0
	Бассейн р. Нил	2,870	0,106	0,006	36,9	0,06	0,112
	Атлас	0,540	0,206	0,045	381,5	0,22	0,251
	Экваториальная Африка	9,510	0,219	0,035	23,0	0,16	0,254
	Южная Африка	1,020	0,153	0,024	150,0	0,16	0,177
	Сумма	14,930	0,685	0,111	45,9	0,16	0,796
Индийский	Континент	5,020	0,395	0,063	78,7	0,16	0,458
	Мадагаскар и другие острова	0,590	0,046	0,007	78,0	0,16	0,054
	Сумма	5,610	0,441	0,071	78,6	0,16	0,512
Мировой		20,540	1,126	0,182	54,8	0,16	1,308

Речной твердый сток в Мировой океан с территории Азии

Бассейн (океан)	Сектор	Площадь водосбора, млн. км ²	Взвешенные наносы, млрд. т/год	Влекомые наносы, млрд. т/год	Средний модуль стока взвешенных наносов, тыс. т/км ² -год	Отношение влекомых наносов к взвешенным	Общий твердый сток, млрд. т/год
Северный Ледовитый	Бессточные области (арктические острова)	0,129	0	0	0	—	0
	От Урала до бассейна р. Яна	9,943	0,067	0,004	6,7	0,06	0,071
	Бассейн р. Яны и восточнее	1,600	0,040	0,009	25,0	0,22	0,049
	Сумма	11,672	0,107	0,013	9,2	0,12	0,120
Атлантический Тихий	Малая Азия, Кавказ и острова	0,627	0,231	0,051	368,4	0,22	0,282
	От Чукотки до бассейна р. Хуанхэ	4,240	0,062	0,010	14,6	0,16	0,072
	От бассейна р. Хуанхэ до полуострова Индокитай	3,239	2,966	0,475	915,7	0,16	3,441
	Полуостров Индокитай	2,091	0,594	0,131	284,1	0,22	0,725
	Сахалин	0,076	0,009	0,001	118,4	0,16	0,010
	Японские острова	0,370	0,070	0,015	189,2	0,22	0,085
	Острова Малайского архипелага	1,889	0,536	0,118	283,7	0,22	0,654
	Сумма	11,905	4,237	0,750	355,9	0,18	4,987
Индийский	Бассейны рек Ганга и Брахмапутры	1,640	2,240	0,493	1366,7	0,22	2,733
	Южная Азия	3,430	1,803	0,288	525,7	0,16	2,091
	Юго-Западная Азия	1,710	0,060	0,010	35,1	0,16	0,070
	Шри Ланка	0,066	0,012	0,003	181,8	0,22	0,015
	Острова Малайского архипелага	0,150	0,079	0,017	526,7	0,22	0,096
	Сумма	6,996	4,194	0,811	599,5	0,19	5,005
Мировой		31,200	8,769	1,625	281,4	0,19	10,394



Речной твердый сток в Мировой океан

1 — границы океанических водосборных площадей и областей внутреннего стока; 2 — границы секторов, по которым проводился расчет твердого стока; 3 — области внутреннего стока (цифры, относящиеся к секторам — средние модули стока взвешенных наносов, рассчитанные по определениям гидрологических постов). Цифры в пределах океанских акваторий — площади водосборов и рассчитанные значения твердого речного стока в следующей последовательности: в числителе — площадь водосбора (без Антарктиды), млн. км² → сток взвешенных наносов (млрд. т/год) + сток влекомых наносов (млрд. т/год) = общий твердый сток (млрд. т/год); в знаменателе для сравнения данные А. П. Лисицына [4] — площадь водосбора (без Антарктиды) в млн. км² → сток взвешенных наносов (млрд. т/год). Звездочкой отмечено суммарное значение для Атлантического и Северного Ледовитого океанов

близкие значения получены для Атлантического, Северного Ледовитого и Тихого океанов. Несмотря на то что в расчетах использовались разные значения площадей океанических водосборов, различия в оценках связаны в основном с разными методиками их получения, в чем легко убедиться, рассчитав относительный сток — средние модули стока взвешенных наносов — по новым и старым данным.

Существенное расхождение в оценках твердого стока в Индийский океан связано с тем, что в прежних расчетах 62% учтенных площадей приходилось на аномальные по количеству твердого стока для соответ-

Таблица 3

Речной твердый сток в Мировой океан с территории Африки

Бассейн (океан)	Сектор	Площадь водосбора, млн. км ²	Взвешенные наносы, млрд. т/год	Влекомые наносы, млрд. т/год	Средний модуль стока взвешенных наносов, тыс. т/км ² ·год	Отношение влекомых наносов к взвешенным	Общий твердый сток, млрд. т/год
Атлантический	Бессточные области	0,990	0	0	0	—	0
	Бассейн р. Нил	2,870	0,106	0,006	36,9	0,06	0,112
	Атлас	0,540	0,206	0,045	381,5	0,22	0,251
	Экваториальная Африка	9,510	0,219	0,035	23,0	0,16	0,254
	Южная Африка	1,020	0,153	0,024	150,0	0,16	0,177
	Сумма	14,930	0,685	0,111	45,9	0,16	0,796
Индийский	Континент	5,020	0,395	0,063	78,7	0,16	0,458
	Мадагаскар и другие острова	0,590	0,046	0,007	78,0	0,16	0,054
	Сумма	5,610	0,441	0,071	78,6	0,16	0,512
Мировой		20,540	1,126	0,182	54,8	0,16	1,308

Таблица 4

Речной твердый сток в Мировой океан с территории Северной Америки

Бассейн (океан)	Сектор	Площадь водосбора, млн. км ²	Взвешенные наносы, млрд. т/год	Влекомые наносы, млрд. т/год	Средний модуль стока взвешенных наносов, тыс. т/км ² .год	Отношение влекомых наносов к взвешенным	Общий твердый сток, млрд. т/год
Северный Ледовитый	Бессточные области (арктические острова)	2,740	0	0	0	—	0
	Бассейн р. Маккензи	1,770	0,044	0,007	24,9	0,16	0,051
	Остальная территория	4,730	0,037	0,002	7,8	0,06	0,040
	Сумма	9,240	0,082	0,009	8,9	0,11	0,091
Атлантический	Бессточные области (арктические острова)	0,879	0	0	0	—	0
	От п-ова Лабрадор до бассейна р. Гудзон	1,800	0,006	0,0003	3,3	0,06	0,0063
	От бассейна р. Гудзон до бассейна р. Сан-Хуан	5,530	0,382	0,023	69,1	0,06	0,405
	Центральная Америка	0,630	0,075	0,012	119,0	0,16	0,087
	Ньюфаундленд	0,111	0,0003	0,00002	2,7	0,06	0,00032
	Антильские острова	0,220	0,029	0,004	131,8	0,14	0,033
	Остальные острова	0,040	0,001	0,00006	25,0	0,06	0,00106
	Сумма	9,210	0,494	0,039	53,6	0,08	0,533
	Континент	4,800	2,186	0,481	455,4	0,22	2,667
Острова	0,151	0,071	0,016	470,2	0,22	0,086	
Сумма	4,951	2,257	0,496	455,9	0,22	2,753	
Мировой		23,401	2,833	0,544	121,1	0,19	3,377

Таблица 5

Речной твердый сток в Мировой океан с территории Южной Америки

Бассейн (океан)	Сектор	Площадь водосбора, млн. км ²	Взвешенные наносы, млрд. т/год	Влекомые наносы, млрд. т/год	Средний модуль стока взвешенных наносов, тыс. т/км ² -год	Отношение влекомых наносов к взвешенным	Общий твердый сток, млрд. т/год
Атлантический	Бассейны рек Амазонка, Уругвай, Парана	8,992	0,609	0,097	67,7	0,16	0,706
	Остальная территория	6,086	0,670	0,108	110,1	0,16	0,777
	Архипелаг Огненная Земля	0,072	0,006	0,001	83,3	0,16	0,007
	Сумма	15,150	1,285	0,206	84,8	0,16	1,491
Тихий	Континент	1,240	0,565	0,124	455,6	0,22	0,689
Мировой		16,390	1,850	0,330	112,9	0,18	2,180

Таблица 6

Речной твердый сток в Мировой океан с территории Австралии

Бассейн (океан)	Сектор	Площадь водосбора, млн. км ²	Взвешенные наносы, млрд. т/год	Влекомые наносы, млрд. т/год	Средний модуль стока взвешенных наносов, тыс. т/км ² -год	Отношение влекомых наносов к взвешенным	Общий твердый сток, млрд. т/год
Тихий	Континент	0,613	0,014	0,003	22,8	0,22	0,017
	Новая Зеландия	0,265	0,267	0,059	1007,5	0,22	0,326
	Новая Гвинея и Тасмания	0,843	0,019	0,004	22,5	0,22	0,024
	Сумма	1,721	0,301	0,066	174,9	0,22	0,367
Индийский	Северная Австралия	1,170	0,328	0,020	280,3	0,06	0,348
	Южная Австралия	1,908	0,057	0,009	29,9	0,16	0,066
	Новая Гвинея	0,180	0,050	0,003	277,8	0,06	0,053
	Тасмания	0,047	0,001	0,0002	21,3	0,16	0,002
	Сумма	3,305	0,437	0,032	132,2	0,07	0,469
Мировой		5,026	0,738	0,098	146,8	0,13	0,836

Речной твердый сток в Мировой океан с континентов

Бассейн (океан)	Сектор	Площадь водосбора, млн. км ²	Взвешенные наносы, млрд. т/год	Влекомые наносы, млрд. т/год	Средний модуль стока взвешенных наносов, тыс. т/км ² ·год	Отношение взвешенных наносов к общему стоку	Общий твердый сток, млрд. т/год
Северный Ледовитый	Европа	1,531	0,013	0,0008	8,5	0,06	0,014
	Азия	11,672	0,107	0,013	9,2	0,12	0,120
	Северная Америка	9,240	0,082	0,009	8,9	0,11	0,091
	Сумма	22,443	0,202	0,023	9,0	0,11	0,225
Атлантический	Европа	6,769	0,974	0,205	143,9	0,21	1,179
	Азия	0,627	0,231	0,051	368,4	0,22	0,282
	Африка	14,930	0,685	0,111	45,9	0,16	0,796
	Северная Америка	9,210	0,494	0,039	53,6	0,08	0,533
	Южная Америка	15,150	1,285	0,206	84,8	0,16	1,491
	Сумма	46,686	3,669	0,612	78,6	0,17	4,281
Тихий	Азия	11,905	4,237	0,750	355,9	0,18	4,987
	Северная Америка	4,951	2,257	0,496	455,9	0,22	2,753
	Южная Америка	1,240	0,565	0,124	455,6	0,22	0,689
	Австралия	1,721	0,301	0,066	174,9	0,22	0,367
	Сумма	19,817	7,360	1,436	371,4	0,20	8,796
Индийский	Азия	6,996	4,194	0,811	281,1	0,19	5,005
	Африка	5,610	0,441	0,071	78,6	0,16	0,512
	Австралия	3,305	0,437	0,032	132,2	0,07	0,469
	Сумма	15,911	5,072	0,914	318,8	0,18	5,986
Мировой	Европа	8,300	0,987	0,206	118,9	0,21	1,193
	Азия	31,200	8,769	1,625	281,1	0,19	10,394
	Африка	20,540	1,126	0,182	54,8	0,16	1,308
	Северная Америка	23,401	2,833	0,544	121,1	0,19	3,377
	Южная Америка	16,390	1,850	0,330	112,9	0,18	2,180
	Австралия	5,026	0,738	0,098	146,8	0,13	0,836
	Сумма	104,857	16,303	2,985	155,5	0,18	19,288

ствующих ландшафтно-климатических зон реки (Ганг, Брахмапутра, Иравади, Инд, Тигр и Евфрат), которые в общей площади индоокеанского водосбора Азии составляли всего 24%. Причем эта аномальность во многом связана со значительно более высокой степенью антропогенного изменения в пределах бассейнов названных рек по сравнению с другими районами индоокеанского водосбора [1—3]. Естественно, что механическая экстраполяция данных по аномальным рекам на остальные 76% территории водосбора привела к значительному завышению общей оценки стока взвешенных наносов в Индийский океан.

Незначительное занижение (на 0,7 млрд. т/год) твердого речного стока в Атлантический и Северный Ледовитый океаны в прежней оценке связано, по-видимому, с тем, что в ней не учтены данные по горным рекам Балканского, Апеннинского, Пиренейского полуостровов, Атласа, Малой Азии и Кавказа (4% от общей водосборной площади двух океанов). Модули твердого стока для этих неучтенных территорий (500—1500 т/км²·год) существенно превосходят модули стока взвешенных наносов равнинных рек (как правило, менее 100 т/км²·год), которые в основном и были использованы А. П. Лисицыным [4] для получения общего стока взвешенных наносов в Атлантический и Северный Ледовитый океаны.

Несколько неожиданно практически одинаковыми оказались оценки взвешенного речного стока в Тихий океан (расхождение всего 0,2 млрд. т/год в сторону занижения в прежней оценке). Однако анализ использованных при расчетах данных показывает, что это совпадение случайное. Действительно, около 50% площади учтенных речных бассейнов в прежних расчетах приходится на реки Юго-Восточной Азии (Хуанхэ, Янцзы, Меконг, Хонгха), характеризующиеся высокими модулями стока взве-

Твердый речной сток в Мировой океан

Океан	Площадь водосбора без Антарктиды, млн. км ²	Учетные данные по взвешенному стоку		Расчетные данные по твердому стоку, млрд. т/год		
		площадь водосбора, млн. км ²	взвешенные наносы, млрд. т/год	взвешенные наносы	влекомые наносы	общий твердый сток
Северный Ледовитый	22,443 (67,36)*	14,727 (41,17)*	0,135 (1,95)*	0,202 (3,191)*	0,023 —	0,225 —
Атлантический	46,686	31,996	1,753	3,669	0,612	4,281
Тихий	19,817 (18,13)	8,510 (7,61)	3,504 (2,98)	7,360 (7,152)	1,436 —	8,796 —
Индийский	15,911 (17,21)	6,791 (6,77)	3,190 (3,15)	5,072 (8,186)	0,914 —	5,986 —
Итого	104,857 (102,70)	62,024 (55,55)	8,582 (8,08)	16,303 (18,529)	2,985 —	19,288 —

* Суммарное значение для Северного Ледовитого и Атлантического океанов. В скобках приведены данные А. П. Лисицына [4].

шенных наносов. В то же время в пределах всего водосбора бассейны этих рек занимают по площади около 20%. В результате средний модуль стока взвешенных наносов, который рассчитывался для учетной территории и экстраполировался на весь водосборный бассейн, оказался сравнительно высоким — 392 т/км²·год — но меньше средних модулей твердого стока для горных водосборов Северной и Южной Америки (31% общей площади тихоокеанского водосбора), которые получены на основании появившихся новых данных (см. фигуру). Одновременно еще более заниженным в расчете по выведенному среднему модулю оказался относительный средний сток таких аномальных районов, как бассейны рек Хуанхэ, Хонгха и о-ва Новая Зеландия. Однако в итоговой оценке занижение стока в рассмотренных районах было почти полностью компенсировано существенным его завышением на азиатском водосборе севернее р. Хуанхэ и в Австралии, для которых средние модули стока взвешенных наносов вычислены по реальным данным гидрологических постов (см. фигуру). Проведя соответствующие расчеты, легко убедиться, что такая компенсация случайна.

Новая оценка речного твердого стока, включающая влекомые и взвешенные наносы, позволяет получить представление о количестве поступления в океан обломочного материала различных гранулометрических типов. Имеются достаточно обоснованные данные, согласно которым средний медианный диаметр взвешенных наносов изменяется от 0,045 до 0,058 мм (результаты гранулометрического анализа взвеси 596 рек различных ландшафтно-климатических зон), а влекомых — от 0,49 до 32,1 мм (295) [3]. На основании этих данных, несмотря на сравнительно плохую сортировку речных наносов, можно сделать вывод, что основная масса взвешенных наносов представлена алевропелитовым материалом ($Md < 0,1$ мм), а влекомых — песчаным и более крупнозернистым. Таким образом, реки ежегодно поставляют в Мировой океан 16,3 млрд. т алевропелитового и 3 млрд. т песчано-гравийно-галечного осадочного материала.

Учитывая, что в примененной методике выделение секторов на океанических водосборных площадях проводилось по подобию факторов, влияющих на характеристики речного стока, и каждый сектор в той или иной степени охарактеризован реальными определениями твердого стока, есть все основания полагать, что рассчитанная оценка твердого стока близка к истинной и существенно не изменится с появлением новых данных по малоизученным регионам. В значительно большей степени следует ожидать изменения количества твердого речного стока в Мировой океан за счет дальнейшего увеличения антропогенного воз-

действия на реки и их водосборные территории. Однако освещение этого аспекта выходит за рамки настоящей статьи. Здесь же необходимо отметить, что новая оценка стока взвешенных наносов (16,3 млрд. т/год) незначительно отличается от оценки В. В. Алексеева и К. Н. Лисицыной (15,7 млрд. т/год [6]), рассчитанной по сходной методике на меньшем по объему фактическом материале, которая, судя по публикациям последнего десятилетия, осталась вне поля зрения специалистов, изучающих современный седиментогенез в морях и океанах.

Литература

1. *Букштынов А. Д., Грошев Б. И., Крылов Г. В.* Леса (Природа мира). М.: Мысль, 1981. С. 315.
2. Географический атлас для учителей средней школы. М.: ГУГК, 1980. С. 238.
3. *Дедков А. П., Можжерин В. И.* Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1984. С. 264.
4. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. С. 438.
5. *Лисицын А. П.* Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 3—27.
6. *Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.* Л.: Гидрометеониздат, 1974. С. 638.

Институт водных проблем
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
3.XI.1986

УДК 551.312.3(282.254.43)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ВЗВЕСЕЙ РЕКИ ТЕРЕК

ЛУБЧЕНКО И. Ю.

В работе сделана попытка охарактеризовать вещественный состав взвесей для верхнего, среднего и нижнего течения р. Терек. В результате исследований установлено, что характер рельефа, климат, состав пород водосборов оказывают влияние главным образом на количество переносимого Терекм взвешенного материала, а также на его карбонатность. В меньшей степени изменения физико-географических условий сказываются на гранулометрии взвесей. Минеральный и химический состав бескарбонатной части твердого стока практически не меняется от истоков до устья. В зависимости от количества переносимого рекою материала изменяются только абсолютные массы элементов в твердом стоке реки.

Изучение особенностей формирования твердой составляющей речного стока — проблема достаточно актуальная, поскольку речной сток является основной поставщиком осадочного материала в моря и океаны, а подавляющая масса большинства элементов переносится в водоемы в виде взвесей [2, 5—7, 9—12, 14, 20—24].

Еще в работе 1954 г. Н. М. Страхов установил общую зависимость мобилизации и переноса вещества на поверхности континентов от физико-географической обстановки и прежде всего от рельефа, климата и петрографического состава пород. Вместе с тем для детализации процесса переноса вещества реками большой интерес представляют исследования не только по большим площадям, но и в бассейнах отдельных рек. Однако к настоящему времени накоплено недостаточное количество данных, характеризующих весь комплекс изменений в крупных реках на всем их протяжении.

Только в отдельных работах [8, 13, 25] приведены материалы по изменению величины мутности воды и гранулометрии взвесей по длине отдельных рек. Работы по изучению миграции элементов в речных водах [5, 7, 11, 12, 14, 24] относятся главным образом к приустьевым участкам рек.

В настоящей работе сделана попытка охарактеризовать вещественный состав взвесей для верхнего, среднего и нижнего течения р. Терек. В задачу работы входило гранулометрическое, минералогическое и химическое исследование взвешенного вещества.

Методика исследования. Объектом исследования послужили паводковые воды р. Терек, собранные автором совместно с Д. С. Туровским в августе 1981 г. Пробы отбирались на середине реки с глубины 0,3—0,5 м в полиэтиленовые канистры. От верховья вниз по реке было отобрано 11 проб: в верхнем течении реки около сел. Қоби, в Дарьяльском ущелье и у сел. Балта, в среднем — 2 км выше сел. Эльхотово и около ст. Ищёрская; в нижнем — у ст. Каргалинская, в 5 км («Дамба») и в 1 км от устья («Устье»).

Разделение проб на взвесь и раствор проводилось свободной или вакуумной фильтрацией через мембранные ультрафильтры «Синпор» с размером пор 0,17 мкм.

Фракции взвеси (<0,001; 0,001—0,01; >0,01 мм) были выделены отмучиванием проб. Свитовым методом фракция >0,01 мм была разделена на 0,01—0,1; 0,1—1,0; >1,0 мм, а затем в бромформе на тяжелую и легкую подфракцию.

Минералогическое изучение пелитовых (<0,001, 0,001—0,01 мм) фракций взвеси произведено при помощи дифрактометрического анали-

за. Алевритовая (0,01—0,1 мм) и песчаные (0,1—1,0; >1,0 мм) фракции исследованы микроскопически.

Во взвесах Si, Al, Ti, Fe, Mn, Ca, Mg, P, Na, K, CO₂, C_{орг} определялись химическими методами; Cr, V, Ni, Co, Cu, Mo, Ga, Ge, Pb — методом количественного спектрального анализа; Zn, Zr, Ba, Sr — рентгенофлуоресцентным методом. Все анализы выполнены в лабораториях ГИН АН СССР.

КРАТКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАСЕЙНА р. ТЕРЕК

Терек — самая крупная и многоводная река западного берега Каспийского моря. Общая площадь ее водосбора составляет 43 710 км², длина — 591 км, средний многолетний годовой сток — 9,7 млрд. м³, вынос взвесей — 25,3 млн. т, растворенных веществ — 3,09 млн. т [4, 13]. Бассейн Терека характеризуется большим разнообразием природных условий [1, 13, 15—19, 25].

Терек протекает в горной, предгорной и равнинных частях Северного Кавказа. В верхней части это типично горная река с многочисленными притоками и уклоном 15—5%. От истоков до сел. Балта в районе Главного Кавказского, Бокового и Скалистого хребтов Терек протекает в узких горных ущельях с каменистым руслом, перекатами, порогами. В среднем течении от сел. Эльхотово до ст. Ищёрская река выходит на Ставропольскую возвышенность и Терско-Кумскую равнину. Уклоны здесь снижаются до 5—1%, долина реки расширяется, появляются острова, косы, отмели, число притоков уменьшается. В нижнем течении реки уклоны уменьшаются до 1—0,1%, а русло расширяется до 500—1000 м, становится извилистым, берега низкие, легко размываемые. В устьевой части ниже ст. Каргалинской Терек образует огромную дельту площадью 4000 км. Здесь река разделяется на ряд рукавов с прирусловыми валами, между которыми образуются многочисленные мелкие озера (плавни).

Характер рельефа обуславливает климатическую зональность бассейна р. Терек. В горных районах с холодным и влажным климатом среднегодовая температура воздуха —4°С, осадков выпадает в среднем около 700 мм/год. В области предгорий с умеренным климатом среднегодовая температура +8,6°С, количество выпадающих осадков 600 мм/год. В равнинной части с жарким засушливым климатом среднегодовая температура достигает +9,6°С, годовое количество осадков уменьшается до 400—450 мм/год, а испаряемость составляет 650 мм/год, т. е. в 1,5 раза превышает годовую сумму осадков.

На водосборных площадях развиты породы разного возраста и состава. От истоков до сел. Коби Терек течет по верхнеюрским отложениям, представленным карбонатными породами. Далее вниз по течению размываются нижнеюрские терригенные толщи. В районе сел. Казбеги дренируются эффузивы верхнего плиоцена, а также ранне- и среднечетвертичные вулканогенные образования (андезиты, андезитодациты, дациты, липариты). В Дарьяльском ущелье река размывает палеозойские граниты, от сел. Верхний Ларс до сел. Балта течет по нижне-, среднеюрским и среднечетвертичным терригенным отложениям. Севернее сел. Балта развиты карбонатные породы верхней юры и нижнего мела, а также средне- и верхнечетвертичные песчано-глинистые отложения. В районе г. Орджоникидзе долина Терека прорезает низкие горы Пастбищного хребта, сложенные известняками, мергелями, песчаниками верхнего мела, палеогеновыми и неогеновыми терригенными и карбонатными породами. От г. Орджоникидзе до Сунжинского хребта Терек течет по современным и верхнечетвертичным песчано-глинистым отложениям. Сунженский хребет сложен толщами песков и глин с прослоями мергелей нижнего и среднего неогена.

В среднем и нижнем течении Терека размываются породы четвертичного возраста, представленные плотными аллювиально-делювиально-пролювиальными лёссовидными суглинками, речными песками и глина-

ми. Современный отдел представлен отложениями поймы и 1-й террасы. Причем в среднем течении от сел. Эльхотово до ст. Ищёрская преобладают аллювиальные отложения, затем они сменяются аллювиально-деллювиальными. В нижнем течении, начиная от ст. Каргалинская, Терек дренирует аллювиально-морские, озерно-речные и золотые отложения.

Разнообразные литолого-геоморфологические и климатические условия бассейна Терека привели к большому разнообразию почв и растительного покрова на рассматриваемой территории. В верхнем течении реки на высотах 2000—2500 м распространены бурые горно-луговые почвы с растительностью субальпийского, альпийского и субнивального поясов. В среднем течении в предгорьях выделяются горные черноземы с типчаково-ковыльной и разнотравно-злаковой растительностью. На древнечетвертичных террасах развиты каштановые почвы, отличающиеся повышенным содержанием гипса и водорастворимых солей. В дельте Терека распространены лугово-каштановые, лугово-болотистые, торфяно-болотные и илово-болотные почвы, встречаются солончаки, характерной особенностью которых является высокое содержание легкорастворимых солей. Для дельты Терека характерна водно-болотная растительность с зарослями тростников.

Питание бассейна Терека смешанное. Это талые воды ледников, и снегов, атмосферные осадки и в меньшей степени грунтовые воды. В верхнем и среднем течении Терек питается ледниковыми водами больше, чем в нижнем. Кроме того, для нижнего течения атмосферные осадки имеют подчиненное значение. Для режима реки характерны максимальные уровни и расходы воды в июле и августе, минимальные — зимой.

По химическому составу вода Терека является преимущественно гидрокарбонатно-кальциевой, но в нижнем течении реки приобретает сульфатно-кальциевый характер.

Таким образом, видно, что от верховьев до устья реки природные условия отличаются большим разнообразием: чрезвычайно резко меняется рельеф (от высокогорий Большого Кавказа до Северо-Дагестанской низменности); интенсивно варьирует климат (от типично гумидного до ярковыраженного аридного); контрастно изменяется состав пород, слагающих водосборы (от палеозойских гранитов, юрских карбонатных и терригенных пород до современных аллювиальных отложений); меняется почвенный профиль и растительный покров. Все это несомненно должно было оказать влияние на формирование состава речного стока.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ, МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА

Физико-географические особенности бассейна р. Терек отражаются прежде всего на количестве переносимого рекою взвешенного материала: от верховьев до устья мутность воды уменьшается в 8—25 раз (табл. 1, фигура, а).

Таблица 1

Механический состав взвесей р. Терек

Течение реки	Пункт отбора пробы	Номер образца	Мутность, г/л	Выход фракций, % (фракции, мм)				
				<0,001	0,001—0,01	0,01—0,1	0,1—1,0	>1,0
Верхнее	сел. Коби	16	10,125	17	36	45	1	1
	Дарьяльское ущелье	26	17,500	14	37	45,5	2	1,5
	сел. Балта	36	30,70	14	45	40	0,6	0,4
Среднее	сел. Эльхотово	46	0,85	26,7	39	30,3	2,0	2,0
	ст. Ищёрская	66	0,75	36,9	18,5	40,7	2,3	1,6
Нижнее	ст. Каргалинская	76	0,90	20,0	30,0	46,7	2,0	1,3
	«Дамба»	96	1,19	22,0	41,2	36,6	0,8	0,4
	«Устье»	106	1,21	33,3	41,7	25,0	Фракция отсутствует	

действия на реки и их водосборные территории. Однако освещение этого аспекта выходит за рамки настоящей статьи. Здесь же необходимо отметить, что новая оценка стока взвешенных наносов (16,3 млрд. т/год) незначительно отличается от оценки В. В. Алексеева и К. Н. Лисицыной (15,7 млрд. т/год [6]), рассчитанной по сходной методике на меньшем по объему фактическом материале, которая, судя по публикациям последнего десятилетия, осталась вне поля зрения специалистов, изучающих современный седиментогенез в морях и океанах.

Литература

1. Букштынов А. Д., Грошев Б. И., Крылов Г. В. Леса (Природа мира). М.: Мысль, 1981. С. 315.
2. Географический атлас для учителей средней школы. М.: ГУГК, 1980. С. 238.
3. Дедков А. П., Мозжерин В. И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1984. С. 264.
4. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. С. 438.
5. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 3—27.
6. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1974. С. 638.

Институт водных проблем
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
3.XI.1986

УДК 551.312.3(282.254.43)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ВЗВЕСЕЙ РЕКИ ТЕРЕК

ЛУБЧЕНКО И. Ю.

В работе сделана попытка охарактеризовать вещественный состав взвесей для верхнего, среднего и нижнего течения р. Терек. В результате исследований установлено, что характер рельефа, климат, состав пород водосборов оказывают влияние главным образом на количество переносимого Терекм взвешенного материала, а также на его карбонатность. В меньшей степени изменения физико-географических условий сказываются на гранулометрии взвесей. Минеральный и химический состав бескарбонатной части твердого стока практически не меняется от истоков до устья. В зависимости от количества переносимого рекою материала изменяются только абсолютные массы элементов в твердом стоке реки.

Изучение особенностей формирования твердой составляющей речного стока — проблема достаточно актуальная, поскольку речной сток является основной поставщиком осадочного материала в моря и океаны, а подавляющая масса большинства элементов переносится в водоемы в виде взвесей [2, 5—7, 9—12, 14, 20—24].

Еще в работе 1954 г. Н. М. Страхов установил общую зависимость мобилизации и переноса вещества на поверхности континентов от физико-географической обстановки и прежде всего от рельефа, климата и петрографического состава пород. Вместе с тем для детализации процесса переноса вещества реками большой интерес представляют исследования не только по большим площадям, но и в бассейнах отдельных рек. Однако к настоящему времени накоплено недостаточное количество данных, характеризующих весь комплекс изменений в крупных реках на всем их протяжении.

Только в отдельных работах [8, 13, 25] приведены материалы по изменению величины мутности воды и гранулометрии взвесей по длине отдельных рек. Работы по изучению миграции элементов в речных водах [5, 7, 11, 12, 14, 24] относятся главным образом к приустьевым участкам рек.

В настоящей работе сделана попытка охарактеризовать вещественный состав взвесей для верхнего, среднего и нижнего течения р. Терек. В задачу работы входило гранулометрическое, минералогическое и химическое исследование взвешенного вещества.

Методика исследования. Объектом исследования послужили паводковые воды р. Терек, собранные автором совместно с Д. С. Туровским в августе 1981 г. Пробы отбирались на середине реки с глубины 0,3—0,5 м в полиэтиленовые канистры. От верховья вниз по реке было отобрано 11 проб: в верхнем течении реки около сел. Коби, в Дарьяльском ущелье и у сел. Балта, в среднем — 2 км выше сел. Эльхотово и около ст. Ищёрская; в нижнем — у ст. Каргалинская, в 5 км («Дамба») и в 1 км от устья («Устье»).

Разделение проб на взвесь и раствор проводилось свободной или вакуумной фильтрацией через мембранные ультрафильтры «Синпор» с размером пор 0,17 мкм.

Фракции взвеси ($<0,001$; $0,001—0,01$; $>0,01$ мм) были выделены отмучиванием проб. Свитовым методом фракция $>0,01$ мм была разделена на $0,01—0,1$; $0,1—1,0$; $>1,0$ мм, а затем в бромформе на тяжелую и легкую подфракции.

Минералогическое изучение пелитовых ($<0,001$, $0,001—0,01$ мм) фракций взвеси произведено при помощи дифрактометрического анали-

за. Алевритовая (0,01—0,1 мм) и песчаные (0,1—1,0; >1,0 мм) фракции исследованы микроскопически.

Во взвесах Si, Al, Ti, Fe, Mn, Ca, Mg, P, Na, K, CO₂, C_{орг} определялись химическими методами; Cr, V, Ni, Co, Cu, Mo, Ga, Ge, Pb — методом количественного спектрального анализа; Zn, Zr, Ba, Sr — рентгенофлуоресцентным методом. Все анализы выполнены в лабораториях ГИН АН СССР.

КРАТКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНА р. ТЕРЕК

Терек — самая крупная и многоводная река западного берега Каспийского моря. Общая площадь ее водосбора составляет 43 710 км², длина — 591 км, средний многолетний годовой сток — 9,7 млрд. м³, вынос взвесей — 25,3 млн. т, растворенных веществ — 3,09 млн. т [4, 13]. Бассейн Терека характеризуется большим разнообразием природных условий [1, 13, 15—19, 25].

Терек протекает в горной, предгорной и равнинных частях Северного Кавказа. В верхней части это типично горная река с многочисленными притоками и уклоном 15—5%. От истоков до сел. Балта в районе Главного Кавказского, Бокового и Скалистого хребтов Терек протекает в узких горных ущельях с каменистым руслом, перекатами, порогами. В среднем течении от сел. Эльхотово до ст. Ишёрская река выходит на Ставропольскую возвышенность и Терско-Кумскую равнину. Уклоны здесь снижаются до 5—1%, долина реки расширяется, появляются острова, косы, отмели, число притоков уменьшается. В нижнем течении реки уклоны уменьшаются до 1—0,1%, а русло расширяется до 500—1000 м, становится извилистым, берега низкие, легко размываемые. В устьевой части ниже ст. Каргалинской Терек образует огромную дельту площадью 4000 км. Здесь река разделяется на ряд рукавов с прирусловыми валами, между которыми образуются многочисленные мелкие озера (плавни).

Характер рельефа обуславливает климатическую зональность бассейна р. Терек. В горных районах с холодным и влажным климатом среднегодовая температура воздуха —4°С, осадков выпадает в среднем около 700 мм/год. В области предгорий с умеренным климатом среднегодовая температура +8,6°С, количество выпадающих осадков 600 мм/год. В равнинной части с жарким засушливым климатом среднегодовая температура достигает +9,6°С, годовое количество осадков уменьшается до 400—450 мм/год, а испаряемость составляет 650 мм/год, т. е. в 1,5 раза превышает годовую сумму осадков.

На водосборных площадях развиты породы разного возраста и состава. От истоков до сел. Коби Терек течет по верхнеюрским отложениям, представленным карбонатными породами. Далее вниз по течению размываются нижнеюрские терригенные толщи. В районе сел. Казбеги дренируются эффузивы верхнего плиоцена, а также ранне- и среднечетвертичные вулканогенные образования (андезиты, андезитодациты, дациты, липариты). В Дарьяльском ущелье река размывает палеозойские граниты, от сел. Верхний Ларс до сел. Балта течет по нижне-, среднеюрским и среднечетвертичным терригенным отложениям. Севернее сел. Балта развиты карбонатные породы верхней юры и нижнего мела, а также средне- и верхнечетвертичные песчано-глинистые отложения. В районе г. Орджоникидзе долина Терека прорезает низкие горы Пастбищного хребта, сложенные известняками, мергелями, песчаниками верхнего мела, палеогеновыми и неогеновыми терригенными и карбонатными породами. От г. Орджоникидзе до Сунжинского хребта Терек течет по современным и верхнечетвертичным песчано-глинистым отложениям. Сунженский хребет сложен толщами песков и глин с прослоями мергелей нижнего и среднего неогена.

В среднем и нижнем течении Терека размываются породы четвертичного возраста, представленные плотными аллювиально-делювиально-пролювиальными лёссовидными суглинками, речными песками и глина-

ми. Современный отдел представлен отложениями поймы и 1-й террасы. Причем в среднем течении от сел. Эльхотово до ст. Ищёрская преобладают аллювиальные отложения, затем они сменяются аллювиально-деллювиальными. В нижнем течении, начиная от ст. Каргалинская, Терек дренирует аллювиально-морские, озерно-речные и золотые отложения.

Разнообразные литолого-геоморфологические и климатические условия бассейна Терека привели к большому разнообразию почв и растительного покрова на рассматриваемой территории. В верхнем течении реки на высотах 2000—2500 м распространены бурые горно-луговые почвы с растительностью субальпийского, альпийского и субнивального поясов. В среднем течении в предгорьях выделяются горные черноземы с типчаково-ковыльной и разнотравно-злаковой растительностью. На древнечетвертичных террасах развиты каштановые почвы, отличающиеся повышенным содержанием гипса и водорастворимых солей. В дельте Терека распространены лугово-каштановые, лугово-болотистые, торфяно-болотные и илово-болотные почвы, встречаются солончаки, характерной особенностью которых является высокое содержание легкорастворимых солей. Для дельты Терека характерна водно-болотная растительность с зарослями тростников.

Питание бассейна Терека смешанное. Это талые воды ледников, и снегов, атмосферные осадки и в меньшей степени грунтовые воды. В верхнем и среднем течении Терек питается ледниковыми водами больше, чем в нижнем. Кроме того, для нижнего течения атмосферные осадки имеют подчиненное значение. Для режима реки характерны максимальные уровни и расходы воды в июле и августе, минимальные — зимой.

По химическому составу вода Терека является преимущественно гидрокарбонатно-кальциевой, но в нижнем течении реки приобретает сульфатно-кальциевый характер.

Таким образом, видно, что от верховьев до устья реки природные условия отличаются большим разнообразием: чрезвычайно резко меняется рельеф (от высокогорий Большого Кавказа до Северо-Дагестанской низменности); интенсивно варьирует климат (от типично гумидного до ярковыраженного аридного); контрастно изменяется состав пород, слагающих водосборы (от палеозойских гранитов, юрских карбонатных и терригенных пород до современных аллювиальных отложений); меняется почвенный профиль и растительный покров. Все это несомненно должно было оказать влияние на формирование состава речного стока.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ, МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА

Физико-географические особенности бассейна р. Терек отражаются прежде всего на количестве переносимого рекою взвешенного материала: от верховьев до устья мутность воды уменьшается в 8—25 раз (табл. 1, фигура, а).

Таблица 1

Механический состав взвесей р. Терек

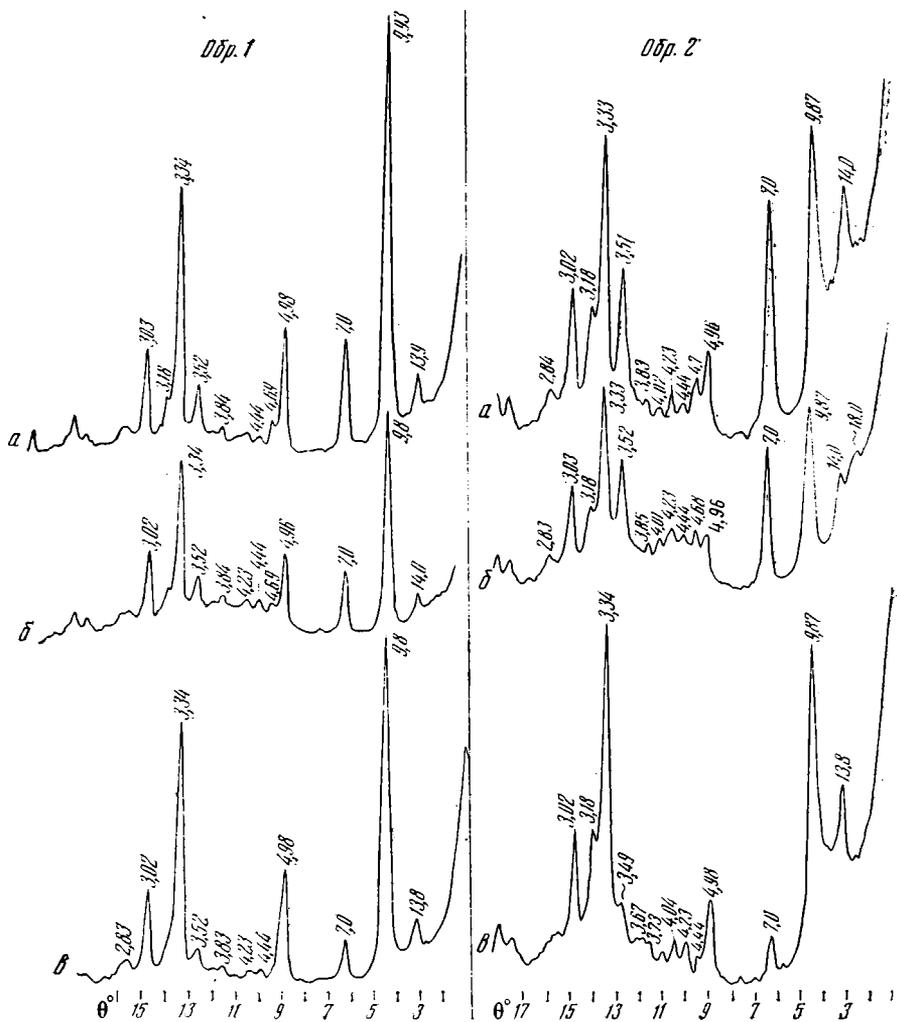
Течение реки	Пункт отбора пробы	Номер образца	Мутность, г/л	Выход фракций, % (фракции, мм)				
				<0,001	0,001—0,01	0,01—0,1	0,1—1,0	>1,0
Верхнее	сел. Коби	16	10,125	17	36	45	1	1
	Дарьяльское ущелье	26	17,500	14	37	45,5	2	1,5
	сел. Балта	36	30,70	14	45	40	0,6	0,4
Среднее	сел. Эльхотово	46	0,85	26,7	39	30,3	2,0	2,0
	ст. Ищёрская	66	0,75	36,9	18,5	40,7	2,3	1,6
Нижнее	ст. Каргалинская	76	0,90	20,0	30,0	46,7	2,0	1,3
	«Дамба»	96	1,19	22,0	41,2	36,6	0,8	0,4
	«Устье»	106	1,21	33,3	41,7	25,0	Фракция отсутствует	

Таблица 2

Минеральный состав взвесей р. Терек

Течение реки	Пункт отбора пробы	Номер образца	Фракции, мм			
			<0,001	0,001—0,01	0,01—0,1	0,1—1,0
Верхнее	сел. Коби	16	Al-гидрослюда, хлорит, кальцит	Al-гидрослюда, хлорит, кварц, кальцит, полевые шпаты, возможен кристаболит	Преобладают карбонаты — обломки карбонатов и орагониты (иглолочки), небольшое количество мелких обломков кварца и полевых шпатов; единичные рудные — сульфиды и гидроокислы железа	Преобладают обломки пород, в основном осадочных (карбонатных), часто ожелезненных; присутствуют железистые карбонаты (возможен сидерит); в подчиненных количествах кварц и измененные полевые шпаты
	Дарьяльское ущелье	26	Al-гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, возможен кристаболит	Al-гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, возможен кристаболит	Преобладают обломки пород (сильно измененных), в подчиненном количестве кварц и полевые шпаты; карбонатные зерна; редкие гидроокислы железа; пироксены (ромбические и моноклинные), черные рудные минералы (возможны сульфиды), роговая обманка (обыкновенная и базальтоидная), ставролит	Обломки пород, в основном осадочных (глинистые сланцы, кварциты, кварцевые породы), зерна карбонатов, рудные минералы (сульфиды?), растительные остатки
	сел. Балта	36	Al-гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты	Al-гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты	Обломки пород (преобладают), в подчиненном количестве кварц, полевые шпаты, зерна карбонатов, редкие гидроокислы железа, сульфиды, пироксены	Преобладают обломки осадочных пород (сланцы, возможно, углистые), есть кварц, редкие карбонаты
Среднее	сел. Эльхотово	46	Al-гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, кальцит	Гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты	Обломки пород, в основном осадочных (измененные сланцы), много кварца, редкие гидроокислы железа, сульфиды, пироксены, единичные зерна граната, циркона, ставролита, сфена	Обломки пород, кварц, полевые шпаты, гидроокислы железа

Нижнее	ст. Ищёрская	66	Гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, следы смектита и кристоболита	Гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, гипс, возможен кристоболит	В равных количествах обломки пород и кварц, есть карбонаты, полевые шпаты, немного слюд, гидрокислы железа, единичные зерна граната, циркона, сфена	Очень много обрывков растительной органики, слюда, обломки пород, кварц
	ст. Карга-линская	76	Гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, возможны кристоболит и следы смектита	Гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, кристоболит, кальцит (?)	Обломки пород и кварц (в равных соотношениях), карбонаты, немного слюд и полевых шпатов, редкие зерна пироксенов, сфена, граната	Очень много растительной органики, есть слюда, обломки пород
	«Дамба»	96	Гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, кальцит, следы смектита	Гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, кальцит, возможен кристоболит	Преобладают кварц, меньше обломков пород (часто ожелезненных), много слюд (мусковит, хлорит), обломки гидрокислов железа, небольшое количество карбонатных зерен, остатки организмов (карбонатных); единичные зерна минералов тяжелой фракции — преобладают пироксены, встречаются эпидот, циркон, роговая обманка, титансодержащие минералы, сфен	Преобладают обрывки растительной органики, встречаются обломки пород (осадочных и карбонатных), обломки карбонатов, крупные листочки слюд хлоритового и мусковитового ряда
	«Устье»	106	Гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, кальцит, следы смектита, возможен кристоболит	Гидрослюда, хлорит, кварц, полевые шпаты, кальцит, следы смектита, возможен кристоболит	Преобладают кварц, меньше обломков пород, много слюд (мусковит, хлорит), обломки гидрокислов железа, небольшое количество карбонатных зерен, остатки организмов (карбонатных), единичные зерна минералов тяжелой фракции — преобладают пироксены, встречаются эпидот, циркон, роговая обманка, титансодержащие минералы	То же



Дифрактограммы глинистой фракции $<0,001\text{ мм}$ взвесей в верхнем (обр. 1, сел. Коби) и нижнем (обр. 2 «Дамба») течении р. Терек
 Образец: а — природный; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при 550°C

В горных районах крутые склоны, ливневые дожди и обильное таяние снегов в период паводка способствуют интенсивному механическому смыву, а большой уклон русла реки и огромная скорость течения обеспечивают транзитные способности потока. В этих условиях несомый рекой материал практически не откладывается в русле, а перемещается в периоды паводков и половодий вниз по течению. Все это приводит к тому, что в верхнем течении реки наблюдается самая большая мутность воды. По нашим данным, у сел. Коби количество взвешенного вещества составляет $10,125\text{ г/л}$, а Дарьяльском ущелье возрастает до $17,500\text{ г/л}$, а у сел. Балта, где на водосборах преобладают легко размываемые средние и верхнечетвертичные отложения, общая мутность воды достигает $30,682\text{ г/л}$.

В предгорной части существенно сокращается механический смыв с водосборных площадей в первую очередь в результате уменьшения крутизны склонов и сокращения количества выпадающих осадков. Уклон русла здесь значительно снижается, что вызывает уменьшение скорости течения и частичное осаждение взвешенных частиц на дно реки, а на отдельных участках речной долины накапливаются аллювиальные отложения. В результате в среднем течении резко падает количество взвешенного материала: у сел. Эльхотово мутность воды составляет $0,85\text{ г/л}$, у ст. Ищёрской — $0,75\text{ г/л}$.

Таблица 3

Основной химический состав взвесей, р. Терек, %

Течение реки	Пункт отбора пробы	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C _{орг}	П.п.п.
Верхнее	сел. Коби Дарьяльское ущелье сел. Балта	16	41,63	0,51	11,63	2,10	1,67	0,09	1,41	19,25	1,43	2,38	0,20	2,91	0,24	13,70	0,53	—
		26	57,56	0,99	17,48	4,59	3,29	0,18	2,93	2,61	2,25	2,80	0,20	3,65	0,64	0,40	0,11	—
		36	55,87	0,68	18,71	4,33	3,23	0,18	2,16	2,54	1,69	2,93	0,22	3,86	0,62	Нет	0,63	2,16
Среднее	сел. Эльхотово ст. Ищёрская	46	55,67	0,96	16,60	1,38	4,20	0,17	2,89	4,75	1,92	2,80	0,18	3,74	0,78	2,60	0,91	—
		66	55,34	0,90	14,59	3,74	2,65	0,12	2,65	6,11	1,99	2,62	0,19	2,64	1,38	4,25	0,51	—
Нижнее	ст. Каргалинс- кая «Дамба» «Устье»	76	55,64	0,72	14,79	3,86	2,05	0,12	2,01	6,47	1,85	2,44	0,21	1,10	3,02	2,85	0,58	—
		96	53,02	0,99	14,50	3,59	2,52	0,12	2,67	6,62	1,69	2,80	0,17	3,46	1,75	4,40	1,36	—
		106	53,76	0,72	14,83	4,17	1,79	0,10	1,99	7,23	1,78	2,44	0,18	1,34	3,42	1,85	0,32	—
Среднее по Тереку			53,56	0,81	15,39	3,47	2,68	0,14	2,34	6,95	1,82	2,65	0,19	2,84	1,48	3,76	0,62	—
Среднее в реках Мира [6]			54,80	0,67	15,65	7,28	Не опр.	0,14	2,07	3,52	1,35	1,82	0,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Течение реки	Пункт отбора пробы	Номер образца	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Na	K
Верхнее	Сел. Коби Дарьяльское ущелье сел. Балта	16	28,22	0,30	8,92	4,00	0,10	1,23	0,77	1,44
		26	26,90	0,40	9,25	5,77	0,14	1,77	0,83	1,16
		36	26,41	0,28	9,90	5,54	0,14	1,30	0,63	1,22
Среднее	сел. Эльхотово ст. Ищёрская	46	27,58	0,41	9,31	4,48	0,14	1,84	0,75	1,23
		66	28,70	0,41	8,57	5,18	0,10	1,78	0,82	1,21
Нижнее	ст. Каргалинская «Дамба» «Устье»	76	27,82	0,31	8,38	4,59	0,10	1,30	0,74	1,08
		96	27,51	0,44	8,51	4,96	0,10	1,79	0,70	1,29
		106	26,43	0,30	8,16	4,47	0,08	1,25	0,69	1,05
Среднее по Тереку			27,37	0,36	8,88	4,87	0,11	1,53	0,74	1,21
Среднее в реках Мира [6]			25,61	0,4± 0,1	8,28	5,1± 1,40	0,11± 0,05	1,25	1,00	1,50

Примечание. Содержание Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na, K, P приведено в процентах, остальных элемен-

Равнинная область с жарким засушливым климатом характеризуется ничтожным механическим смывом. Количество и уровень воды в реке уменьшается, снижается скорость течения, в результате чего происходит активное осаждение взвешенного материала и интенсивное осадконакопление в долине реки. Незначительное увеличение мутности воды в нижнем течении связано с разрывом рекою рыхлых аллювиальных отложений, а также с высокой испаряемостью, превышающей годовое количество атмосферных осадков. Количества переносимого рекою взвешенного материала составляют 0,900 г/л у ст. Каргалинской, 1,19 г/л у пункта «Дамба» и 1,21 г/л в пункте «Устье».

Очевидно, что забор воды в оросительно-обводнительные системы несколько меняет истинное значение мутности в устьевой части реки: резкое снижение уровня воды в реке при достаточно высоких скоростях течения увеличивает количество переносимого материала благодаря взмучиванию русловых отложений.

Итак, в зависимости от рельефа, климата, состава пород водосборов меняется режим работы реки, ее транспортирующая сила, что отражается на количестве переносимого рекою материала, т. е. ее мутности. Тем не менее следует отметить отсутствие четкой зависимости между гранулометрическим составом и общей мутностью воды (см. табл. 1). Так, на протяжении всей реки преобладающими фракциями во взвесах Терека являются алевритовая (0,01—0,1 мм) и крупнопелитовая (0,001—0,01 мм), составляющие соответственно от 25 до 48% (в среднем 39%) и от 18 до 45% (в среднем 36%). Содержание тонкопелитовой фракции (<0,001 мм) меняется от 14 до 37% (в среднем 23%). Песчаные фракции (0,1—1,0 мм) колеблются от 0 до 4% (в среднем 2,5%). Все же можно отметить, что по длине реки от верховьев до устья взвесь становится более тонкой и в устьевой части сумма пелитовых фракций достигает 75%. Доля тяжелой подфракции в алевритовой и песчаных фракциях практически одинакова на всем протяжении реки и колеблется от следов до 0,01%.

Характерной особенностью взвешенного материала р. Терек является достаточная однородность его минерального состава (табл. 2).

В пелитовых фракциях (<0,001; 0,001—0,01 мм) обнаружены гидрослюда, хлорит, кварц, кальцит, полевые шпаты, следы смектита и кристобалит. В составе алевритовой (0,01—0,1 мм) и песчаной (0,1—1,0 мм) фракций присутствуют обломки терригенных и карбонатных пород, кварц, полевые шпаты, карбонатные зерна, частицы гидроокислов железа, слюда. Из минералов тяжелой фракции основными являются пироксены, встречаются сульфиды железа, роговая обманка, зерна граната, циркона, сфена, ставролита.

Отличия минерального состава на разных участках реки заключаются лишь в незначительных вариациях в наборе минералов и в количест-

(в пересчете на бескарбонатное вещество)

P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Zr	Sr	Ba
0,13	80	44	97	49	17	20	17	2,2	2,2	72	203	914	392
0,09	72	48	118	54	26	36	26	1,5	1,5	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
0,10	74	50	112	62	32	36	26	1,5	1,5	200	340	200	470
0,08	69	42	108	57	17	228	23	1,6	1,6	498	297	276	466
0,09	73	40	98	59	18	86	24	2,2	3,8	388	278	311	477
0,10	79	38	104	52	15	70	24	1,6	3,0	268	272	310	471
0,08	74	40	108	58	18	70	24	1,7	3,6	266	233	311	477
0,08	73	37	96	51	14	67	25	1,6	3,3	239	270	326	468
0,09	74	42	105	55	20	77	24	1,7	2,6	276	270	378	460
0,06	130±	84±	126±	80±	18±	47±	18±	He опр.	5,8	300±	200±	270±	380±
	52	25	32	30	10	50	4			70	40	90	160

ТОВ — в $n \cdot 10^{-4}\%$.

венных соотношениях между отдельными компонентами, а также в содержании карбонатов.

Основной химический состав взвесей Терека сколько-нибудь значительно меняется только по карбонатности (табл. 3). Особенно выделяется проба 16 в верхнем течении реки (сел. Коби), где карбонатность достигает 13,7% CO_2 , а содержание остальных элементов, за исключением Sr, понижено. Высокая концентрация CO_2 в этой пробе связана с размывом карбонатных верхнеюрских пород: сумма алевроитовой и песчаных фракций составляет 47%, и преобладающей составляющей этих фракций являются обломки карбонатных пород; в пелитовых фракциях в значительных количествах присутствует кальцит. Вследствие высокой карбонатности содержание Sr во взвеси около сел. Коби увеличивается примерно в 2,5 раза. В целом при пересчете на бескарбонатное вещество как основные пороодообразующие элементы, так и микроэлементы содержатся во взвесах Терека на всем протяжении реки практически в равных количествах, чрезвычайно близких к средним содержаниям для взвесей рек Мира (табл. 4), т. е. гранулометрия и минералогия, а следовательно, и петрографический состав размываемых пород, слабо отражаются на химическом составе взвесей.

Вдоль магистрального потока существенно уменьшаются абсолютные количества элементов, переносимых рекой во взвешенном состоянии (табл. 5). Наибольшие массы элементов характерны для верхнего течения, где самая большая мутность воды; в устье реки при резком снижении общего содержания взвеси отмечаются наименьшие абсолютные массы всех химических элементов в твердой фазе.

Аномально высокие содержания Pb ($228 \cdot 10^{-4}\%$) во взвеси пробы 46 (сел. Эльхотово) и Zn ($200-488 \cdot 10^{-4}\%$) практически на всем протяжении реки связаны с техногенными загрязнениями р. Терек. Крупнейшими источниками загрязнений являются города Орджоникидзе, Моздок, а также вода притоков р. Ардон (Мазурская обогатительная фабрика), р. Шелунка (г. Нальчик), р. Сунжа (г. Грозный), р. Баксан (пос. Тырнауз), р. Малка (г. Прохладный). Судить об истинных концентрациях Pb и Zn во взвешенных веществах Терека ниже г. Орджоникидзе в настоящее время не представляется возможным.

* * *

В заключение следует отметить, что характер рельефа, климат, состав пород водосборов оказывают влияние главным образом на количество переносимого Терекком взвешенного материала, а также на его карбонатность. В меньшей степени изменения физико-географических условий сказываются на гранулометрии взвесей. Минеральный и химический

Таблица 5

Абсолютные количества химических элементов

Течение реки	Пункт отбора пробы	Номер образца	Мутность, г/л	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Mg	Na	K	P	Cr
Верхнее	сел. Коби	16	10,12	2857,28	30,38	903,15	405,00	10,12	2019,94	124,54	77,96	145,80	13,16	810,0
		26	17,50	4707,50	70,00	1618,75	1009,75	24,50	325,50	309,75	145,25	203,00	15,75	1260,0
	сел. Дарьяльское ущелье	36	30,70	8015,77	85,96	3039,30	1700,78	42,98	558,74	399,10	193,41	374,54	30,70	2271,8
Среднее	сел. Эльхотово	46	0,85	234,43	3,48	79,14	38,08	1,19	30,60	15,64	6,38	10,46	0,68	58,55
		66	0,75	215,25	3,08	64,27	38,85	0,75	36,38	13,35	6,15	9,08	0,68	54,75
Нижнее	ст. Ищёрская	76	0,90	250,38	2,79	75,42	41,31	0,90	44,46	11,88	6,66	10,49	0,90	71,1
		96	1,19	327,37	5,24	101,27	59,00	1,19	62,48	21,30	8,33	15,35	0,95	88,1
	«Устье»	106	1,21	316,17	3,63	98,74	58,32	0,97	65,10	15,12	8,35	13,67	0,97	88,3

Течение реки	Пункт отбора пробы	Номер образца	Мутность, г/л	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Zr	Sr	Ba
Верхнее	сел. Коби	16	10,12	445,5	982,1	495,1	172,1	202,5	172,1	22,3	22,3	728,6	2055,4	9254,2	3639,0
		26	17,50	840,0	2065,0	945,0	455,0	630,0	455,0	26,2	26,2	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
	сел. Дарьяльское ущелье	36	30,70	1473,6	3438,4	1903,4	982,4	1105,0	798,2	46,0	46,0	6140	10438	6140,0	14429
Среднее	сел. Эльхотово	46	0,85	35,7	91,8	48,45	14,4	193,8	19,5	1,4	1,4	423,3	252,4	234,6	396,1
		66	0,75	30,0	73,5	45,0	13,5	65,25	18,0	1,8	2,9	291,0	208,5	233,2	357,8
Нижнее	ст. Ищёрская	76	0,90	34,2	93,6	46,8	13,5	63,0	21,6	1,4	2,7	241,2	244,8	279,0	423,9
		96	1,19	47,6	128,5	69,0	21,4	83,3	28,6	2,0	4,3	316,5	277,3	370,1	567,6
	«Дамба»	106	1,21	44,8	116,2	61,7	16,9	81,1	30,2	1,9	4,0	289,2	326,7	394,5	566,3
«Устье»															

Примечание. Содержание Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Mg, Na, K и P приведено в мг/л, остальных элементов—в мкг/л.

состав бескарбонатной части твердого стока практически не меняется от истоков до устья. Таким образом, наши данные согласуются с выводом Н. М. Страхова о том, что «в магистральных крупных речных артериях происходит смешение, нивелировка пестрого первоначального сноса и возникают, так сказать, «средние пробы» взвесей» [20].

Небольшая глубина и быстрое течение Терека способствуют при резких перепадах высот интенсивному перемешиванию взвесей, что приводит к достаточной однородности их вещественного состава. Минеральный и химический состав взвесей Терека в основном формируется в верхнем его течении, где с водосборов поступают огромные массы взвешенного материала. В среднем и нижнем течении поступление новых порций вещества с водосборов резко сокращается вследствие значительного замедления эрозионных процессов и не оказывает существенного влияния на характеристику взвеси, т. е. дифференциации взвеси в процессе переноса не происходит, река усредняет ее состав. В зависимости от количества переносимого рекою материала изменяются только абсолютные массы элементов в твердом стоке реки.

При отборе проб не учитывались изменения количества и крупности взвешенного вещества по глубине реки и в поперечном ее сечении. Дальнейшие исследования, очевидно, позволят уточнить приведенную нами характеристику взвесей р. Терек, в частности выявить сезонные и годовые колебания их состава.

Литература

1. *Беллев И. П.* Основные черты гидрологии устья Терека//Изучение устьев рек. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 75.
2. *Волков И. И.* Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 85—113.
3. Геология СССР. Т. IX. М.: Недра, 1968. 759 с.
4. Гидрологический ежегодник. 1950—1977 гг. Т. IX. Вып. 3. Л.: Гидрометеоздат, 1974.
5. *Глаголева М. А.* Формы миграции элементов в речных водах//К познанию диагнеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 5—28.
6. *Гордеев В. В., Лисицын А. П.* Средний химический состав взвесей рек Мира и питание океанов речным осадочным материалом//Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1.
7. *Гордеев В. В., Чудаева В. А., Шулькин В. М.* Литология и полез. ископаемые. 1983. № 2. С. 99—109.
8. *Давыдов Л. К.* Гидрография СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1953. 372 с.
9. *Демина Л. Л., Гордеев В. В., Фомина Л. С.* Fe, Mn, Zn и Si в речной воде и взвеси и их изменения в зоне смещения речных вод с морскими (на примере рек бассейнов Черного, Азовского и Каспийского морей)//Геохимия. 1978. № 8. С. 1211—1229.
10. *Игнатова В. Ф., Чудаева В. А.* Твердый сток рек и осадки шельфа Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1983. 254 с.
11. *Коновалов Г. С., Иванов А. А., Колесникова Т. Х.* Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 72—87.
12. *Конторович А. Э.* Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 88—101.
13. *Лопатин Г. В.* Наносы рек СССР. М.: Географгиз, 1952. 366 с.
14. *Лубченко И. Ю., Белова И. В.* Миграция элементов в речных водах//Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 23—29.
15. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа//Очерки региональной геологии СССР. Вып. 8. М.: Изд-во МГУ, 1963. 356 с.
16. *Немерюк Г. Е.* Тр. Северо-Осетинского с.-х. ин-та. 1951. Т. II (15). С. 151—188.
17. *Рычагов Г. И.* Изучение устьев рек. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 86—88.
18. *Самойлов Н. В.* Устья рек. М.: Географгиз, 1952. 526 с.
19. *Сафронов И. Н.* Проблема геоморфологии Северного Кавказа и поиски полезных ископаемых//Ростов и Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1983. 157 с.
20. *Страхов Н. М.* Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом//Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 35—80.
21. *Страхов Н. М.* О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов//Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 5—27.
22. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 212 с.
23. *Страхов Н. М.* Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 102—132.
24. *Чудаева В. А.* Геология окраин континентов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 56—58.
25. *Шамов Г. И.* Речные наносы. Л.: Гидрометеоздат, 1959. 346 с.

УДК 546.65:553(31+32):551.352

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ НАКОПЛЕНИЯХ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ОКЕАНЕ

ВОЛКОВ И. И., ДУБИНИН А. В.

Приведены результаты изучения распределения РЗЭ в гидротермальных железомарганцевых образованиях осадков океана. Показано, что основными носителями РЗЭ являются гидроокислы железа. В гидротермально-осадочных железистых силикатах (смектиты, нонтронит) содержания РЗЭ на порядок ниже, чем в гидроокислах; они связаны с примесью алюмосиликатов литогенной и, возможно, базальтовой природы. Состав РЗЭ в гидротермальных окисных и силикатных образованиях, как правило, подобен их составу в глубинной воде океана с примесью РЗЭ, связанных с терригенной и базальтовой составляющими.

Поведение редкоземельных элементов (РЗЭ) в процессах образования железомарганцевых конкреций (ЖМК) и гидрогенных корок пелагиали океанов изучено достаточно хорошо. Установлено, что ЖМК могут быть значительно обогащены РЗЭ, а в составе последних наблюдается ярко выраженная положительная аномалия церия [3, 4, 10, 11, 24, 38]. В общих чертах состав РЗЭ в пелагических океанских конкрециях является зеркальным отражением их состава в глубинной воде пелагических областей океанов [23, 45].

В связи с увеличением количества данных по РЗЭ в гидротермальных Fe—Mn-образованиях на дне океана возникла необходимость в систематизации этого материала с целью выявления основных закономерностей формирования состава и накопления РЗЭ. Наряду с гидроокислами Fe и Mn, обогащающих такие формы проявления гидротермальных отложений, как современные металлоносные осадки и их древние аналоги в базальных слоях в основании кернов бурения DSDP, корки и конкреции, известны аутигенные силикаты Fe (смектиты, Fe-монтмориллониты), содержащие в своем составе вместе с Fe³⁺ также Fe²⁺, образование которых связано с взаимодействием Fe и SiO₂, совместно поступающих из гидротермального источника.

Одним из главных является вопрос о носителях и накопителях РЗЭ в гидротермальных окисных и силикатных образованиях. Для металлоносных осадков осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) ранее было показано, что основным носителем РЗЭ являются гидротермальные гидроокислы Fe, что накопление РЗЭ происходит в процессе избирательной адсорбции из растворов глубинных океанских вод [8].

Цель данной работы — обобщение имеющихся в литературе данных по РЗЭ в гидротермальных накоплениях Fe и Mn на дне океана для объяснения генезиса этих отложений, выявление общих факторов, контролирующих состав и содержание в них РЗЭ.

Литературные данные, использованные в работе, по РЗЭ сведены вместе с составом гидротермальных образований и их местонахождением в табл. 1 и 2. В большинстве случаев индивидуальные анализы сходных по составу однотипных образований, приводимых отдельными исследователями, нами в таблицах усреднены.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ Fe—Mn-ОБРАЗОВАНИЙ ОКЕАНА

Формы выделения и морфология гидротермальных накоплений Fe и Mn в осадках чрезвычайно разнообразны. Наряду с рыхлыми металлоносными осадками, занимающими значительные площади дна особен-

но в юго-восточной части Тихого океана, сложенными в основном рентгеноаморфными выделениями гидроокислов Fe и Mn в смеси с большим или меньшим количеством биогенного CaCO₃ и примесью литогенного материала, вблизи гидротермальных источников встречаются толщи осадков, резко обогащенных Fe, находящимся в составе силикатов (сметит, нонтронит), часто в мелко- или крупногранулированном виде. Часто в таких осадках присутствует значительное количество Mn, иногда в виде обособленных корок гидроокислов Mn, в других случаях выделения окислов и карбонатов Mn рассеяны в толще смектитовых глин. Известны также корковые образования гидроокислов Mn на выходах базальтов, базальные металлоносные осадки в основании кернов глубоководного бурения, Mn- или Fe—Mn-корки на поверхности или в верхнем слое осадков. Наконец, встречается и конкреционная форма выделения гидроокислов Fe и Mn гидротермального генезиса в поверхностных осадках, внешне не отличимая от ЖМК океанов гидрогенного генезиса.

Геохимические показатели, обычно применяемые для выявления гидротермальной природы донных отложений, такие, как алюминиевый и титановый модули (Al/Al+Mn+Fe, Al/Mn+Fe, Mn+Fe/Ti и др.), для таких образований, как окисные конкреции и корки, в которых Mn и Fe находятся в рудных концентрациях, применимы быть не могут.

Принято считать, что состав Fe—Mn-проявлений гидротермального генезиса на дне океана характеризуется переменным соотношением Fe и Mn и низкой концентрацией Co, Ni и Cu [13], последний признак отличает их от пелагических (так называемых гидрогенных) конкреций и корок. Другим индикатором гидротермального генезиса Fe и Mn может служить состав РЗЭ в окислах и силикатах. В многочисленных публикациях, посвященных РЗЭ в гидротермально-осадочных отложениях океанов, отмечается, что они характеризуются составом РЗЭ, наблюдаемым в глубинных водах пелагиали океанов. Характерным признаком последних является хорошо выраженная отрицательная аномалия Ce в составе РЗЭ [1, 2, 7, 9, 12, 39], оцениваемая либо величиной Ce/Ce*, либо в простейшем виде величиной Ce/La.

Данные по содержанию Mn, Fe, Co, Ni и Cu в Fe—Mn-образованиях приведены в табл. 1 и на генетической диаграмме морских Fe—Mn-отложений, впервые предложенной Е. Бонатти с соавт. [13] (фиг. 1, а). Одному из авторов настоящей статьи уже приходилось отмечать непригодность диаграммы Бонатти для генетических выводов, однако она удобна для рассмотрения закономерностей изменения составов Fe—Mn-образований на дне океанов и морей [5]. Из фиг. 1, а видно, что состав гидротермальных накоплений характеризуется широкими колебаниями концентраций Mn и Fe, очень большим диапазоном изменения значений Mn/Fe (по данным табл. 1, от <0,01 до 268). В этих образованиях наблюдаются также значительные колебания и в концентрациях Co, Ni и Cu.

Часть их по концентрациям Fe, Mn и рудных цветных металлов не отличается практически от «гидрогенных» пелагических конкреций океана (см. табл. 1, образцы 4—6, 10). Это конкреции и корки депрессии Бауэр, корки Гватемальской котловины и Fe—Mn-корки Галапагосского центра спрединга в Тихом океане. Близки к ним по составу конкреции Гватемальской котловины (обр. 3) и гидрогенные Fe—Mn-корки площади TAG в Атлантике (обр. 14). Последние, кстати, нарастают на типичных гидротермальных высокомарганцевых корках этого района Срединно-Атлантического хребта, образующихся на базальтах (обр. 13). Другие образцы (7, 11, 12, 30, 37а) на диаграмме близки по составу рудного вещества к гидротермальным металлоносным осадкам

$$^1 Ce/Ce^* = \frac{Ce_{обр}}{Ce_{сланца}} / \frac{1}{2} \left(\frac{La_{обр}}{La_{сланца}} + \frac{Nd_{обр}}{Nd_{сланца}} \right), \text{ где } Ce_{сланца}, La_{сланца} \text{ и}$$

Nd_{сланца} — среднее содержание элементов в глинистых сланцах континентальных платформ [38].

Химический состав гидротермальных образований Mn и Fe

Номер образца	Местоположение	Вид образования	Число образцов	Содержание, % (от сухого веса)				Mn/Fe	Si/Al	Содержание, $\cdot 10^{-4}$ %			Литературный источник
				Mn	Fe	Si	Al			Co	Ni	Cu	
1	Тихий океан, Гватемальская котловина	Fe — Mn-конкреции (верх)	25	35,9	3,78	4,39	2,05	9,5	1,9	216	8040	4370	[21]
2	То же	То же (низ)	27	43,8	1,11	2,08	1,01	39,5	2,1	82	5310	1720	
3	»	» (валовый анализ)	23	38,8	2,92	3,84	1,72	13,2	2,2	195	7420	3710	
4	»	Fe — Mn-корки	3	21,7	17,4	4,93	1,17	1,2	4,2	1210	5440	650	[22,46]
5	Тихий океан, депрессия Бауэр	Fe — Mn-конкреции	5	27,0	9,0	5,58	1,36	3,0	4,1	887	12360	6610	
6	То же	Fe — Mn-корки	2	15,5	20,0	5,4	1,4	0,8	3,9	1120	4670	2390	[46]
7	Тихий океан хребет Хуан-де-Фука	То же	5	12,0	19,0	11,5	2,44	0,6	4,7	390	1560	390	
8	Тихий океан, Галапагосский центр спрединга	Mn-корки	13	49,5	0,2	0,61	0,19	236	3,2	10	389	98	[18,34,35,46]
9	То же	Mn-корки с примесью Fe	5	42,0	3,3	8,31	1,77	12,7	4,7	25	385	159	[34]
10	»	Fe — Mn-корки	3	21,1	14,7	5,17	1,33	1,4	3,9	553	6200	572	[18,35]
11	Тихий океан, ВТП	Fe — Mn-конкреция и корка	2	7,9	29,4	5,3	1,5	0,3	3,5	317	880	1320	[46]
12	Тихий океан впадина Хесса	Fe — Mn-корки	1	16,7	21,8	—	0,31	0,8	—	508	1950	735	[15]
13	Атлантический океан, гидротермальное поле TAG	Mn-корки, базальный слой	5	42,9	0,16	0,73	0,18	268	4,0	30	880	445	[46]
14	То же	Гидрогенные Fe — Mn-корки (поверхностный слой № 13)	4	10,7	20,4	5,3	1,9	0,5	2,8	2590	1720	817	
15	Атлантический океан, площадь FAMOUS	Fe — Mn-конкреция	1	26,8	11,4	7,8	0,9	2,4	8,7	91	570	275	[25]
16	То же	Fe — Mn-корка	1	8,3	28,4	11,5	0,2	0,3	57,5	10	225	135	
17	»	То же	1	31,0	6,8	4,7	0,5	4,6	9,4	83	163	143	
18	»	Смектит	3	3,3	24,8	18,1	0,07	0,13	258	5,4	9,3	40	[25,46]
19	Тихий океан, поднятие Деллвуд	Рентгеноаморфные Fe-образования	2	1,8	33,3	8,9	0,5	0,05	17,8	6,5	51	8,8	[17,46]

20	Тихий океан, гидротермальное поле вблизи Галапагосского центра спрединга	Нонтрониты	5	0,44	19,3	20,0	0,45	0,02	44	4,3	41	50	[18]
21	То же	Рентгеноаморфные Fe-образования	2	7,9	27,5	13,3	0,32	0,3	42	3,2	63	48	
22	Южный фланг Галапагосского центра спрединга, DSDP, Leg 70	Fe-сметтит, гранулированный	14	0,15	22,5	24,4	0,52	<0,01	47	2,5	10,2	28	[34]
23	То же	Fe-сметтит, тонкозернистый	3	2,1	18,2	23,1	1,70	0,1	13,6	19,8	81	123	
24	»	Al — Fe-сметтит	2	0,14	11,7	25,9	4,9	0,01	5,3	9,2	63	140	[20,26]
25	DSDP, Leg 54	Fe-сметтиты	6	0,08	20,9	24,6	0,15	0,004	164	4,7	15	46	
26	То же	То же, с примесью алюминия	2	0,09	18,4	23,3	1,1	0,005	21	7,5	33	114	[26]
27	»	То же, в смеси с окислами Mn	2	2,85	19,6	22,7	0,35	0,15	65	3	23	68	
28	»	Fe-сметтиты с примесью алюминия, в смеси с окислами Mn	4	5,94	9,9	21,8	3,54	0,6	6,2	24	179	172	[20,26]
29	»	Базальные осадки	2	2,22	8,93	22,8	4,66	0,25	4,9	33	205	215	[20]
30	Тихий океан, Южная котловина, погребенные гидротермальные отложения	Цеолитовые красные глины (верх колонки)	5	4,26	19,86	11,86	4,51	0,2	2,6	214	1014	1010	[46]
31	То же	Гётит с малой примесью смектита (из цеолитовых глин)	1	0,67	18,8	19,6	1,07	0,04	18,3	50	225	160	
32	»	Нонтронитовые слои (низ колонки)	8	4,18	21,0	22,29	0,13	0,2	171	<20	153	70	
33	»	Нонтронит	1	0,06	25,04	23,53	0,02	<0,01	1276	10	6	He обн.	[36]
34	»	Mn-слои (низ колонки)	7	17,83	14,65	14,78	0,55	1,2	27	64	690	833	
35	»	Тодорокит из Mn-слоя	1	26,5	6,77	5,41	0,05	3,9	108	He обн.	1390	1020	
36	»	Окисленные слои (низ колонки)	4	5,49	21,28	17,02	1,70	0,26	10	128	380	413	
37a	Тирренское море, южная часть	Fe — Mn-корки	5	5,23	18,2	14,3	5,2	0,28	2,8	492	1217	411	[36]
37b	То же	То же	5	1,93	28,1	9,3	0,97	0,07	9,6	191	101	157	

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в гидротермальных образованиях Fe и Mn, г/т

Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	\sum PЗЭ	Ce/La	La/Yb	Литературный источник				
1	16—56	10—68	14—48	3,0—9,8	0,76—2,43	0,60—1,61	2,9—7,4	0,47—1,14	47,7—194	0,63—1,45	6,4	}				
	36,4 (11)	42,6 (11)	32,2 (11)	6,9 (11)	1,94	1,14 (11)	5,7 (11)	0,85 (11)	127	1,13						
2	8—16	8—16	8—13	1,4—2,7	0,40—0,68	0,19—0,51	1,5—2,8	0,24—0,46	33,0—51,1	0,57—1,50	5,8		}			
	11,5 (13)	11,2 (13)	10,3 (13)	2,2 (13)	0,51 (13)	0,37 (13)	2,0 (13)	0,32 (13)	38,5	1,01						
3	12—35	12—38	11—31	2,3—6,9	0,77—1,70	0,41—1,27	2,2—6,0	0,34—0,92	40,8—121	0,76—1,09	5,9			}		
	20,5 (6)	19,7 (6)	19,0 (6)	4,0 (6)	0,99 (6)	0,70 (6)	3,5 (6)	0,55 (6)	68,9	0,95						
4	131—136	196—210	109—114	23—25	6,10—6,22	3,55—3,68	18—19	2,64—2,89	503—503	1,44—1,60	7,2				}	
	134 (2)	203 (2)	112 (2)	24 (2)	6,16 (2)	3,62 (2)	18,5 (2)	2,77 (2)	503	1,52						
5	67,0—90,2	65,4—115	6,32—84,7	13,2—17,6	3,62—4,80	2,8 (1)	10,8—13,7	2,6 (1)	186—380	0,98—1,21	6,3					}
	77,8 (5)	91,7 (5)	72,7 (4)	15,1 (5)	4,23 (5)		12,4 (5)		315	1,17						
6	121—246	123—182	98,2 (1)	20,0—43,6	5,44—10,4	7,4 (1)	15,6—22,9	4,3 (1)	450—516	0,74—1,02	9,5	}				
	184 (2)	153 (2)		31,8 (2)	7,9 (2)		19,3 (2)		483	0,88						
7	146—174	148—230	—	29,9—37,5	1,0—10,9	4,5—5,5	20,3—28,0	3,2—3,9	367—470	1,01—1,40	6,5		}			
	156 (5)	185 (5)		34,0 (5)	8,0 (5)	5,0 (5)	24,0 (5)	3,6 (5)	416	1,16						
8	0,8—23,3	0,5—8,7	0,4—19,5	0,07—3,83	0,03—1,25	0,01—1,00	0,17—6,82	0,05—1,13	2,3—64	0,31—2,1	4,6			}		
	4,3 (13)	2,6 (13)	7,1 (3)	0,72 (11)	0,23 (13)	0,16 (13)	0,93 (13)	0,22 (13)	10,9	0,86						
9	13,4—13,6	12,5—14,6	—	2,11—2,45	0,49—0,64	0,52—0,59	1,99—2,06	0,29—0,38	31,7—33,9	0,92—1,09	6,7				}	
	13,5 (7)	13,1 (7)		2,21 (7)	0,60 (7)	0,57 (7)	2,01 (7)	0,32 (7)	32,3	0,97						
10	92—219	113—281	73—173	15,5—37,3	4,3—9,4	2,7—6,8	14,0—27,9	2,4—5,4	317—765	1,18—1,28	7,0					}
	162 (3)	200 (3)	126 (2)	26,6 (3)	7,5 (3)	5,0 (3)	23,2 (3)	4,0 (3)	512	1,23						

Таблица 2 (продолжение)

Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Σ PЗЭ	Ce/La	La/Yb	Литературный источник
11	156—246 201 (2)	76—182 129 (2)	—	23,8—43,6 33,7 (2)	7,5—10,4 9,0 (2)	5,2—7,4 6,3 (2)	21,3—22,9 22,1 (2)	3,5—4,3 3,9 (2)	293—516 405	0,49—0,74 0,62	9,1	[46]
12	331 (1)	77	256	45	10,4	8,5	37	5,9	771	0,23	8,9	[15]
13a	3,1—4,0 3,55 (2)	0,5—1,7 1,1 (2)	—	0,55—0,93 0,74 (2)	0,17—0,29 0,23 (2)	0,14—0,19 0,17 (2)	0,49—1,40 0,95 (2)	0,08—0,18 0,13 (2)	6,2—7,5 6,9	0,13—0,54 0,31	3,7	}
136	5,1—10,1 7,6 (2)	0,7—5,8 3,3 (2)	—	1,1—2,0 1,6 (2)	2,3—6,2 4,3 (2)	0,12—0,37 0,25 (2)	1,0—1,8 1,4 (2)	0,27—0,28 0,28 (2)	10,6—26,5 18,6	0,14—0,57 0,43	5,4	
14	235—295 266 (3)	960—970 963 (3)	—	50,0—62,5 54,8 (3)	1,3—12,8 5,2 (3)	0,8—6,2 4,0 (3)	24,6—29,0 26,5 (3)	1,4—3,3 2,6 (3)	1307—1340 1322	3,25—4,09 3,66	10,0	}
15	5,7 (1)	6,5	5,4	1,07	0,26	0,20	0,94	0,18	20,3 (1)	1,14	6,1	
16	4,0 (1)	1,87	2,4	0,40	0,105	0,09	1,10	0,25	10,2 (1)	0,47	3,6	[14]
17	6,3 (1)	6,2	—	1,2	0,28	0,25	0,69	0,1	15,2 (1)	0,98	9,1	[46]
18	0,4—3,7 1,7 (3)	0,54—3,3 1,7	0,3—3,1 1,5	0,06—0,63 0,30	0,02—0,19 0,09	0,015—0,16 0,09	0,4—1,7 1,07	0,08—0,34 0,21	1,8—13,1 6,7 (3)	0,89—1,35 1,2	1,6	[14, 46]
19a	0,66 (1)	2,2	1,4	0,58	0,084	0,11	0,36	0,091	5,5 (1)	3,3	1,8	[40]
196	1,3 (1)	1,9	—	0,27	0,09	0,06	0,46	0,11	4,2 (1)	1,46	2,8	[46]
20	2,2—5,3 4,0 (5)	2,2—4,8 3,3	—	0,49—1,2 0,76	0,15—0,25 0,19	0,04—0,20 0,09	0,30—1,2 0,78	0,03—0,22 0,13	5,5—13,2 9,3 (5)	0,42—1,05 0,85	5,1	}
21	6,6—6,8 6,7 (2)	4,2 (1)	—	0,61—0,96 0,79	0,21—0,32 0,27	0,13—0,16 0,15	0,99 (1)	0,09—0,15 0,12	13,2 (2)	0,64	6,8	
22	2,5 (14)	3,9	—	0,95	0,17	0,14	0,60	0,10	8,4 (14)	1,56	4,2	}
23	37,8 (3)	25,0	—	6,5	1,7	—	3,5	0,50	75 (3)	0,67	10,8	
24	15,5	20,7	—	3,5	0,81	0,60	1,7	0,30	43 (2)	1,34	9,1	}
25	0,19—3,73 0,96 (6)	0,34—4,76 1,23	0,46—3,57 1,0	0,024—0,82 0,22	0,019—0,185 0,056	0,042—0,17 0,070	0,092—0,65 0,26	0,007—0,123 0,043	0,9—14 3,8 (6)	1,00—1,8 1,38	3,7	

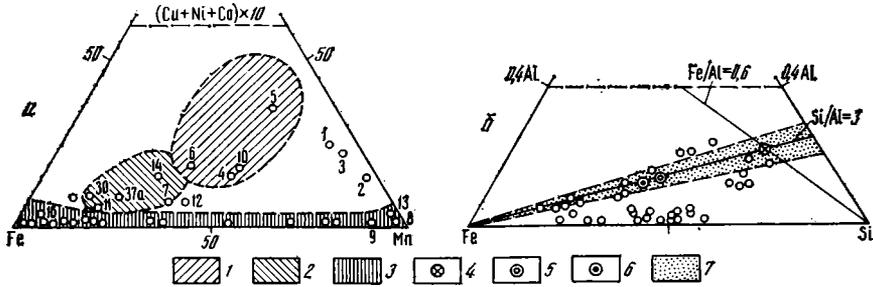
Таблица 2 (окончание)

Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Σ PЗЭ	Ce/La	La/Yb	Литературный источник
26	2,49 (2)	3,57	3,06	0,75	0,19	0,16	0,51	0,087	10,8 (2)	1,43	4,9	} [26]
27	1,26 (2)	1,73	1,59	0,33	0,093	0,085	0,32	0,064	5,5 (2)	1,37	3,9	
28	$\frac{3,3-20}{9,6 (4)}$	$\frac{6,0-20}{11,0}$	$\frac{3,0-20}{10,9}$	$\frac{0,6-3,7}{2,07}$	$\frac{0,16-1,1}{0,57}$	$\frac{0,16-0,63}{0,38}$	$\frac{0,61-3,9}{1,84}$	$\frac{0,12-0,52}{0,28}$	36,6 (4)	$\frac{1,0-1,8}{1,15}$	5,2	[20, 26]
29	31,5 (2)	77,5	64	7,8	2,3	2,05	11,75	2,25	199,2	2,45	2,7	[20]
29a	$\frac{3,12-3,4}{3,22 (3)}$	$\frac{9,72-12,2}{11,24}$	$\frac{11,6-12,75}{12,12}$	$\frac{3,98-4,30}{4,17}$	$\frac{1,52-1,75}{1,62}$	$\frac{1,17-1,32}{1,23}$	$\frac{4,67-5,36}{4,95}$	$\frac{0,85-0,98}{0,90}$	$\frac{36-42}{39,4 (3)}$	$\frac{3,11-8,87}{3,5}$	0,65	[26]
30	214 (5)	204	242	45,8	12,6	10,2	31,3	5,3	765 (5)	0,95	6,8	} [44]
31	9,4 (1)	20,4	9,2	2,25	0,6	0,5	1,53	0,26	44,1 (1)	2,17	6,1	
32	1,3 (8)	0,93	1,0	0,22	0,05	0,05	0,31	0,06	3,8 (8)	0,71	4,2	
33	0,5 (1)	0,54	0,4	0,11	0,03	0,03	0,14	<0,02	1,8 (1)	1,08	3,6	
34	4,0 (7)	4,8	3,5	0,58	0,13	0,10	0,55	0,09	13,8 (7)	1,20	7,3	
35	8,4 (1)	5,9	5,0	1,15	0,30	0,27	1,0	0,17	22,2 (1)	0,70	8,4	
36	12,5 (4)	43,0	13,0	2,85	0,80	0,55	1,6	0,27	74,6 (4)	3,44	7,8	
37a	$\frac{20,5-84}{58,5 (5)}$	$\frac{42-160}{112}$	$\frac{18,1-74}{49,2}$	$\frac{3,02-15,1}{10,0}$	$\frac{0,68-3,68}{2,43}$	$\frac{0,41-2,3}{1,48}$	$\frac{1,38-7,7}{4,93}$	$\frac{0,25-1,24}{0,81}$	$\frac{86-358}{240 (5)}$	$\frac{1,67-2,34}{1,92}$	11,9	
376	$\frac{3,9-29,1}{13,6 (5)}$	$\frac{9,0-56}{26,8}$	$\frac{5,3-23,1}{11,6}$	$\frac{0,92-3,6}{1,92}$	$\frac{0,25-0,67}{0,42}$	$\frac{0,18-0,42}{0,30}$	$\frac{0,90-2,27}{1,67}$	$\frac{0,14-0,47}{0,33}$	$\frac{22-114}{57 (5)}$	$\frac{1,59-2,50}{2,0}$	8,1	

Примечание. 1. В образцах 5 и 6, кроме того, определены средние содержания соответственно Gd 18,6 и 24,9; Dy 18,6 и 25,2; Er 12,6 и 16,4. 2. Обр. 29a — базальты кернов бурения Leg 54. 3. В числителе приведены пределы содержаний, в знаменателе — среднее значение, в скобках — число определений.

(5, 46), но (как было уже показано ранее) в это же поле попадают составы диагенетических конкреций окраинных частей пелагиали океанов [5].

Из сказанного ясно, что уровень концентрации Co, Ni и Cu, как и их суммы, не является надежным критерием идентификации гидротермального генезиса накоплений Fe и Mn в осадках океана.



Фиг. 1. Характеристика состава гидротермальных образований (а — в координатах Mn—Fe—(Cu+Ni+Co)·10; б — в координатах Fe—Al—Si) 1 — поле глубоководных пелагических ЖМК и гидrogenных корок [13]; 2 — поле гидротермальных металлоносных осадков и диагенетических конкреций окраин пелагиали океанов [5, 46]; 3 — поле гидротермальных Fe—Mn-отложений [13] и мелководных диагенетических конкреций морей и озер [5]; 4 — среднее для пелагических глин Тихого океана; 5 — илы депрессии Бауэр; 6 — глубоководные пелагические ЖМК; 7 — поле Si/Al=2,5—4, характерное для терригенных глин и пелагических глин океана. Цифры у точек — номера образцов, приведенных в табл. 1 и 2

Нижнее поле диаграммы, примыкающее к стороне Fe—Mn-треугольника составов (по [13] собственно «гидротермального» генезиса) вмещает в себя большое число точек. Сюда попадают гидротермальные окисные корки сугубо Mn-состава (обр. 8) и Fe—Mn-корки (обр. 9) из Галапагосского поля центра спрединга и поля TAG (обр. 13); рентгеноаморфные Fe-образования поднятия Деллвуд и Галапагосского центра (образцы 19 и 21); Fe—Mn-конкреции и корки площади FAMOUS (Атлантика) (образцы 15—17). В этом поле на диаграмме (см. фиг. 1, а) находится большая группа Fe-сметитов из гидротермальных площадей Атлантического, а в основном Тихого океанов (см. табл. 1). Уместно заметить, что в пределы составов «гидротермального» (по Е. Бонатти) поля укладываются все чисто диагенетические озерные и морские железомарганцевые конкреции, соотношение в которых Fe и Mn также изменяются в очень широких пределах, а концентрации Co, Ni и Cu в них очень низкие [5].

Состав гидротермальных образований целесообразно рассмотреть также в координатах Al—Si—Fe (см. фиг. 1, б). Как известно, все осадки, несущие в своем составе гидротермальный вклад, обеднены Al. Содержание Al используют поэтому для оценки количества литогенной составляющей гидротермальных отложений. Составу литогенной составляющей гидротермальных отложений океана ближе всего, по-видимому, отвечает состав глубоководных пелагических глин. На диаграмме (см. фиг. 1, б) показан средний состав пелагических глин Тихого океана, для которых значение Fe/Al составляет 0,6, а среднее Si/Al близко к 3 с пределами изменения от 2,5 до 4. На диаграмме область изменений величин Si/Al в пелагических осадках океана дана штриховкой, кроме того, показан средний состав пелагических ЖМК Тихого океана и гидротермальных илов депрессии Бауэр. Видно, что они значительно обогащены Fe по сравнению с пелагическими глинами (по величинам Fe/Al), но состав глинистой составляющей в них идентичен (по величинам Si/Al).

Расположение на диаграмме точек (по данным табл. 1) показывает, что все отложения обеднены Al и обогащены гидротермальным Fe. Значительная часть из них (образцы 1—14, 29, 30) несет в своем составе

алюмосиликатный глинистый материал пелагических глин (в основном терригенного генезиса), для которых Si/Al составляет 2,5—4 или близкие к ним значения. Следовательно, избыток Fe в этих образованиях представлен главным образом окислами и гидроокислами. Другие отложения, которым отвечают точки минимальных содержаний Al и повышенных значений Si/Al в табл. 1, располагаются на стороне Fe—Si-треугольника и представлены гидротермальными силикатами Fe. Как известно [30, 40], весовое значение Si/Fe в нонтронитах близко к единице. По данным диаграммы (см. фиг. 1, б), в гидротермальных отложениях, практически лишенных Al, значение Si/Fe не постоянно, что свидетельствует о присутствии либо свободного SiO₂, либо гидроокислов Fe. Наконец величина Si/Fe в силикатах Fe может, как и Si/Al в алюмосиликатах, не оставаться постоянной. Даже небольшая примесь Fe-монтмориллонита, присутствие которого отмечено в гидротермальных отложениях [41], значительно увеличит отношение Si—Fe.

По химическому составу рентгеноаморфные Fe-образования (образцы 19 и 21) наряду с гидроокислами содержат значительное количество силикатов Fe, а гётит с малой примесью смектита (обр. 31 [44]) практически полностью состоит из силикатов Fe.

Таким образом, все образования на дне океана, несущие в своем составе Fe гидротермального генезиса, можно разделить на две основные группы: гидроокисные (Fe и Mn) гидротермального генезиса с примесью силикатной составляющей, представленной глинами терригенного генезиса, и силикатные, в которых Fe представлено в основном аутигенными гидротермальными смектитами или монтмориллонитами. Возможно совместное присутствие в осадках гидротермальных гидроокислов и силикатов Fe. Присутствие гидротермальных силикатов Fe достаточно хорошо идентифицируется по величине Si/Al в составе образований.

СОДЕРЖАНИЕ P3Э В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Данные по содержанию и составу P3Э в гидротермальных образованиях приведены в табл. 2. В большинстве позиций (как и в табл. 1) они усреднены по результатам анализа индивидуальных образцов. Содержание P3Э изменяется в гидротермальных накоплениях Fe и Mn в очень широких пределах. По данным табл. 2, в отдельных определениях наблюдаются изменения концентрации суммы P3Э от 0,9 до 770 г/т.

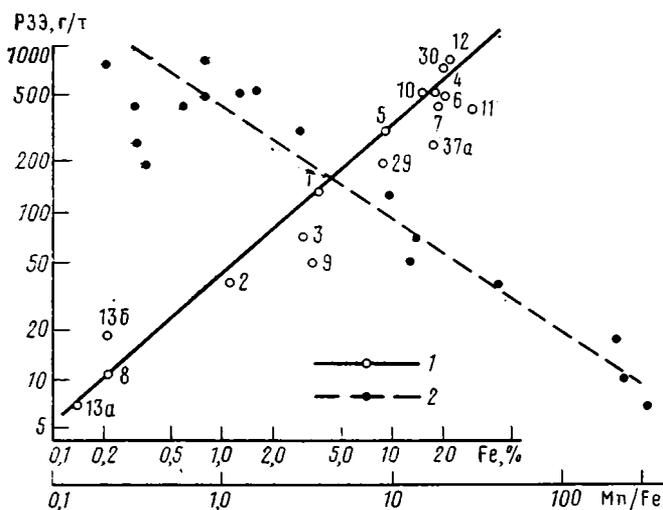
Уровень накопления P3Э в гидротермальных образованиях зависит от вещественного и химического состава отложений. По характеру поведения P3Э все гидротермальные накопления Fe и Mn можно достаточно четко разделить на две основные группы: окислы и силикаты. Очень важен вопрос о носителях P3Э в гидротермальных отложениях.

Данные, приведенные на фиг. 2, показывают, что в образованиях, где основной формой присутствия Fe (и Mn) являются гидроокислы (см. табл. 2, образцы 1—13, 29, 30, 37а), наблюдается практически пропорциональный рост содержания суммы P3Э с ростом концентрации Fe. Столь же отчетлива обратная зависимость концентрации P3Э от величины Mn/Fe. Коэффициент парной корреляции для P3Э—Fe по 80 отдельным образцам, составляющим всю выборку этих позиций в табл. 2, равен 0,91 ($r_{\text{крит}}=0,34$). Зависимость P3Э—Fe, показанная на фиг. 2 ($r=0,92$ при $n=17$, $r_{\text{крит}}=0,75$), достаточно универсальна, поскольку изменения значений Mn/Fe в исследованных образцах составляют от 0,2 до 270, т. е. охватывают практически все мыслимые соотношения Fe и Mn в природных окисных образованиях этих элементов.

Такая взаимосвязь P3Э и Fe для гидротермальных гидроокислов выявлена впервые, хотя она в общем тривиальна. Как известно, гидроокислы Fe принимались основными носителями P3Э для глубоководных океанских ЖМК [2, 23, 24, 38]. Показана хорошо выраженная пропорциональная зависимость концентрации P3Э (La и Ce) и Fe для ЖМК одного из полигонов программы DOMES [16]. Кроме того, нами в пре-

дыдущих работах выявлен механизм накопления РЗЭ из глубинной океанской воды на гидротермальной гидроокиси Fe для металлоносных осадков ВТП [7, 8].

Если в окисных гидротермальных образованиях гидроокислы Fe являются основными носителями (накопителями) РЗЭ, и между РЗЭ и Fe наблюдается практически пропорциональная зависимость (см. фиг. 2), то удельное накопление РЗЭ в гидроокислах Fe должно быть достаточно постоянным. Расчет по данным, приведенным в табл. 1 и 2, показывает, что удельное накопление (РЗЭ/Fe, мг/г) для отдельных образований изменяется в пределах 1,0—3,8 и в среднем составляет 2,7 мг РЗЭ на 1 г Fe. Более высокое удельное накопление РЗЭ на Fe (5,5 и ~8,0 мг/г) наблюдается лишь для двух проб высокомарганцевых корок (>40% Mn) с низким содержанием Fe (см. табл. 1, 2, образцы 8 и 13). Концентрации суммы РЗЭ в них также минимальны (в среднем не более 20 г/т). В этом случае нельзя исключить, что при низком общем накоплении РЗЭ в этих корках повышается роль других второстепенных



Фиг. 2. Зависимость концентрации РЗЭ в гидротермальных окисных образованиях от содержания Fe (1) и величины Mn/F (2). Цифры у точек — номера образцов, приведенных в табл. 1 и 2

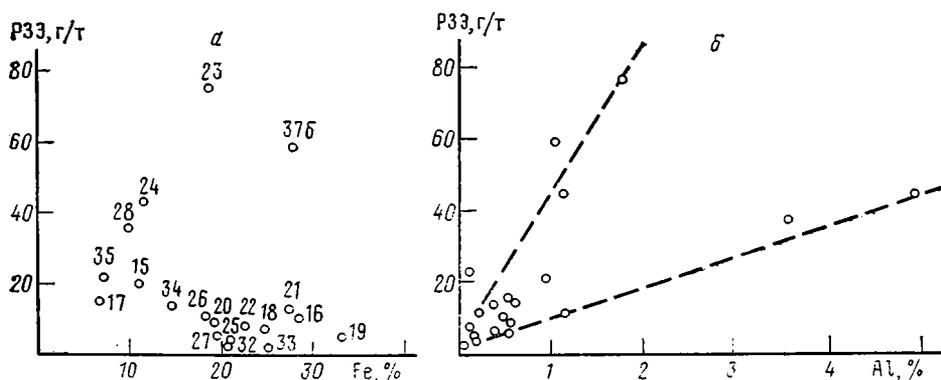
носителей (двуокись Mn?), не обладающих высокой сорбционной способностью в отношении лантаноидов. Однако при пересчете получается завышенное удельное накопление на железе.

Как было показано ранее [8], величина удельного накопления РЗЭ на гидроокислах Fe, а следовательно, и концентрации РЗЭ в гидротермальных окисных образованиях, определяется временем контакта частицы гидроокиси Fe с глубинной морской водой при ее транспортировке от места образования (гидротермальный очаг) до места захоронения на дне океана. Приведенные выше значения удельного накопления РЗЭ на гидроокислах Fe в изучаемых образованиях показывают, что они сформировались в непосредственной близости от источников гидротермальной разгрузки, поскольку только в осадках оси хребта или в непосредственной близости от нее наблюдаются такие, сравнительно низкие, величины удельного накопления РЗЭ на гидроокислах Fe. Этому условию удовлетворяют все образцы, кроме Fe—Mn-конкреций и корок Гватемальской котловины и депрессии Бауэр.

В некоторых образцах гидротермальных окисных образований присутствует заметное количество Al (см. табл. 1), что свидетельствует о примеси литогенного материала, вносящего свою долю в общее количество РЗЭ этих образований. Природа этого материала — глинистое вещество или в отдельных образцах — продукты разрушения базальтов

(см. табл. 1, 2, обр. 29). Приблизительная оценка вклада литогенной составляющей образований в общее содержание РЗЭ показывает, что в большинстве гидротермальных окисных образований литогенный носитель дает не более 10% РЗЭ, но в отдельных образцах доля литогенного компонента может достигать 30—40% общего содержания РЗЭ (образцы 1—3, 9, 13, 29, 37а). Видимо, этот факт — основная причина наблюдаемого разброса данных на фиг. 2.

Качественно другая картина наблюдается при изучении накопления РЗЭ в отложениях, где основной формой железа являются силикаты Fe гидротермального генезиса. По данным табл. 1, для них характерно значение Si/Al выше 5. Помимо смектитов и нонтронитов в эту группу образцов попадают Fe—Mn-конкреции и корки площади FAMOUS (образцы 15—17), Mn-слои и тодорокит из нижней части колонки 9 KL Южной котловины Тихого океана (образцы 34 и 35), рентгеноаморфные Fe-образования (образцы 19 и 21) и гётит (обр. 31), половина образцов Fe—Mn гидротермальных корок Тирренского моря (обр. 37б) (см. табл. 1). В перечисленных образцах значения Si/Al изменяются от 9,4 до 57,5, что дает основание заключить, что если не полностью, то в значительной мере и в их составе Fe находится в форме силикатов.



Фиг. 3. Зависимость концентрации РЗЭ в гидротермальных силикатных образованиях от содержания Fe (а) и Al (б). Цифры у точек — номера образцов, приведенных в табл. 1 и 2

Для этих отложений характерны невысокие концентрации РЗЭ — от 0,9 до 75 г/г (см. табл. 2). Большинство образцов содержат РЗЭ < 20 г/г, только в нескольких образцах (образцы 23, 24, 28, 31 и 37б) оно выше этого значения. Корреляции между содержаниями РЗЭ и Fe в силикатных образованиях отсутствует полностью (фиг. 3, а). Условно рассчитанное удельное накопление РЗЭ на Fe в гидротермальных силикатах изменяется от < 0,01 до ~0,4 мг/г. Видно, что оно несопоставимо меньше, чем на Fe гидротермальных окислов.

Обращает внимание тот факт, что большинство образцов с высоким (> 20 г/г) содержанием РЗЭ имеет повышенное (> 1%) содержание Al. Сопоставление содержания РЗЭ и Al для всей выборки гидротермальных силикатов Fe (см. табл. 1 и 2) показало отчетливую статистически значимую положительную взаимосвязь. Коэффициент парной корреляции РЗЭ — Al для 20 образцов равен 0,81 ($r_{\text{крит}}=0,66$) (см. фиг. 3, б). Чтобы исключить случайность при усреднении, коэффициент парной корреляции был также рассчитан для 40 индивидуальных анализов Al и РЗЭ, он показал значение r , равное 0,78. Наконец был рассчитан отдельно коэффициент парной корреляции для образцов с содержанием Al < 1%; при 30 определениях $r=0,72$. Как и абсолютная концентрация РЗЭ (см. фиг. 3, б), удельное накопление ($\Sigma \text{РЗЭ/Fe}$, мг/г) в гидротермальных силикатах прямо связано с содержанием Al ($r=0,81$ при $n=21$). Таким образом, можно заключить, что для гидротермальных

силикатов Fe наблюдается эмпирическая зависимость концентрации РЗЭ от содержания Al.

Установленные закономерности показывают, что гидротермальные силикаты Fe не способны к накоплению редкоземельных элементов, концентрация РЗЭ в этих образованиях не связана с накоплением железа, а несколько повышенные на общем низком фоне концентрации РЗЭ в некоторых образцах объясняются присутствием примеси алюмосиликатного материала, который и является основным носителем РЗЭ в таких образованиях. В некоторых образцах гидротермальных силикатов может присутствовать примесь свободных гидроокислов Fe, что также повышает концентрацию РЗЭ (предположительно образцы 24 и 31). Если пренебречь поступлением Al в составе гидротермальных растворов, то в качестве носителей РЗЭ в составе гидротермальных силикатов могут выступать литогенный (терригенный) глинистый материал и материал разрушения базальтов. Тот и другой, если они найдутся в смеси с гидротермальными силикатами железа, в состоянии поднять содержание РЗЭ в последних. Одновременно присутствие терригенного глинистого и базальтового материала должно изменить состав РЗЭ по сравнению с составом лантаноидов глубинной океанской воды — основного источника РЗЭ для гидротермальных образований океана.

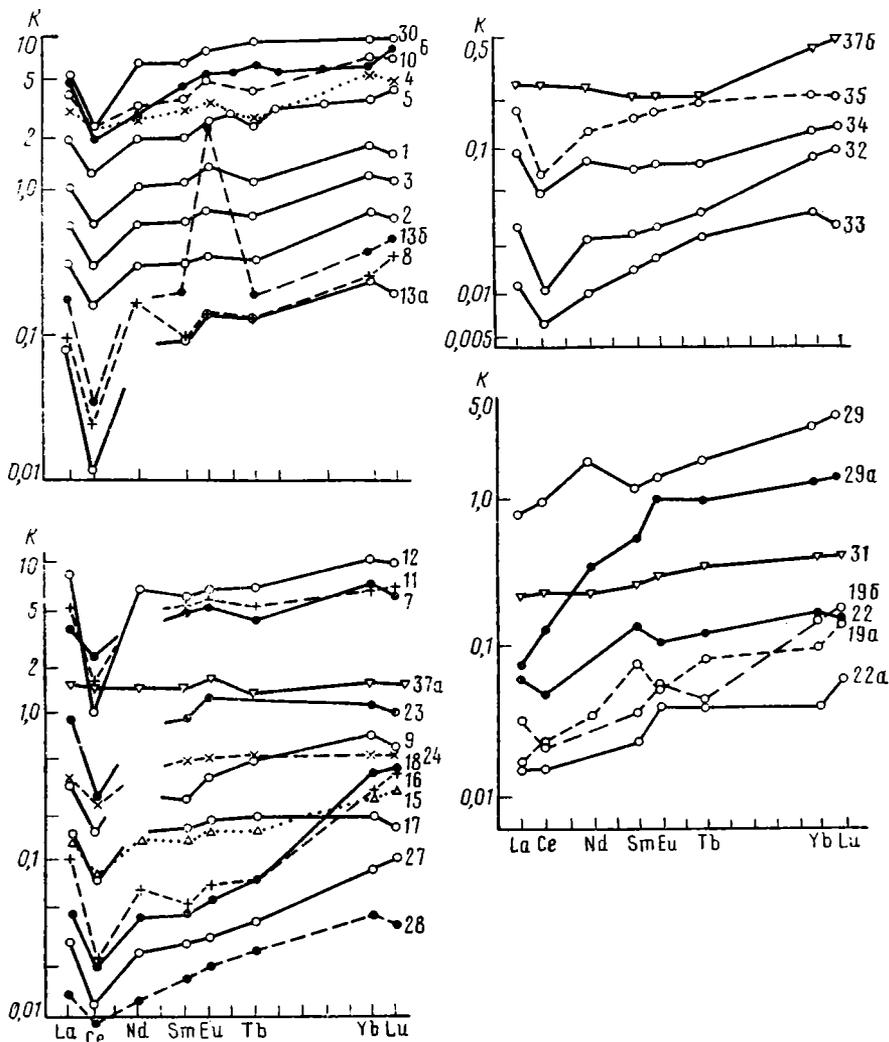
СОСТАВ И ГЕНЕЗИС РЗЭ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Состав РЗЭ в гидротермальных гидроокислах и силикатах приведен в табл. 2. На фиг. 4 состав РЗЭ показан после нормализации на среднее содержание РЗЭ в глинистых сланцах континентальных платформ [38]. В подавляющем большинстве образцов состав РЗЭ несет характерные черты растворенных РЗЭ воды океана, в которых наблюдается дефицит Ce и увеличение роли тяжелых лантаноидов. Вместе с тем отдельные гидротермальные Fe—Mn-проявления по составу РЗЭ близки к терригенному и базальтовому материалу, и лишь в одном образце проявляется ярко выраженная положительная аномалия Eu, присущая РЗЭ высокотемпературных гидротермальных растворов [32, 33].

Обогащение гидротермальных гидроокисных накоплений Fe и Mn редкоземельными элементами традиционно и обоснованно связывают с извлечением РЗЭ из вод океана. За редким исключением, известные или предполагаемые выходы гидротерм на дне находятся на глубинах более 2000—2500 м. Поэтому извлечение РЗЭ и обогащение ими гидротермальной гидроокиси Fe возможно только из глубинных вод океана.

Основным источником растворенных РЗЭ океанских вод является речной сток растворов и взвеси. Состав РЗЭ в речном стоке подобен составу в осадочных породах континентов и близок к среднему составу РЗЭ глинистых сланцев [38], для которого величина Ce/La равна 2, а величина отношения La к тяжелым лантаноидам, которую можно выразить через La/Yb — 11,6. Общие закономерности изменения состава растворенных РЗЭ в водах океана с удалением от приконтинентальной зоны в пелагиаль и с увеличением глубины сводятся к появлению и увеличению дефицита Ce (создание отрицательной аномалии Ce) и увеличению доли тяжелых РЗЭ [1, 6], что является отражением более интенсивного перевода Ce во взвесь и в осадки в связи с окислением $Ce^{3+} \rightarrow Ce^{4+}$ и повышенной устойчивостью в растворе тяжелых РЗЭ и иттрия из-за более высокой прочности их комплексных соединений. В результате состав глубинных вод пелагической областей открытого океана характеризуется пониженными значениями Ce/La и La/Yb по сравнению с осадочными породами континентов.

На фиг. 5, а состав растворенных РЗЭ глубинных вод (≥ 2000 м) океанов показан в координатах Ce/La—La/Yb (данные взяты из работ [27, 29, 31]). Видно, что поле состава РЗЭ в глубинных водах характеризуется Ce/La < 1 (до 0,06) и La/Yb от 3 до 7. Состав РЗЭ изученных нами гидротермальных образований в тех же координатах показан на фиг. 5, б, где одновременно представлены поля состава РЗЭ глубинной



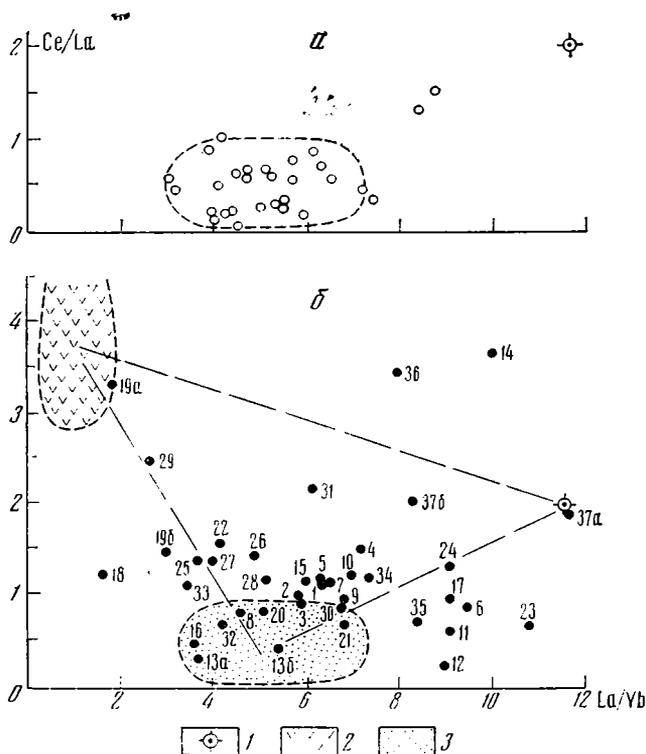
Фиг. 4. Составы РЗЭ в гидротермальных накоплениях Fe и Mn (нормализовано на РЗЭ сланца, K -образца/ C -сланца). Цифры у кривых — номера образцов, приведенных в табл. 2 (22a — среднее двух образцов смектитов из работы [34])

воды, базальтов зон спрединга [42, 43] и среднего состава глинистых пород континентов [38]. Большая часть образцов гидрокисных и силикатных гидротермальных накоплений железа несет в себе состав РЗЭ, либо полностью отвечающий составу глубинных вод океана, либо приближающийся к нему (см. фиг. 5, б). Неполное соответствие состава сорбированного комплекса составу глубинной океанской воды имеет объяснение. Как было показано нами в предыдущей работе, сорбция РЗЭ из раствора морской воды носит избирательный характер [8]. Сорбированные РЗЭ не полностью наследуют состав раствора, а обогащены Се и обеднены тяжелыми лантаноидами, причем первый эффект выражен более ярко. Таким образом, данные приведенные на фиг. 5, позволяют утверждать, что основным источником РЗЭ в подавляющем большинстве гидротермальных образований является глубинная океанская вода.

Вместе с тем в гидротермальных корках Тирренского моря, полученных при драгировании с глубин 500—900 м островных склонов южной части моря, наблюдается практически чистый терригенный (сланцевый) состав РЗЭ (образцы 37a, 376). Это неудивительно, поскольку растворенные и взвешенные в воде РЗЭ в прибрежных районах океанов и во внутриконтинентальных морях по составу практически не отличаются

от РЗЭ сланца [1, 6]. Разница в составах этих корок невелика; в обр. 37б со значительным содержанием силикатов Fe при меньшем содержании Σ РЗЭ по сравнению с чисто окисными образованиями (обр. 37а) наблюдается некоторое обогащение тяжелыми лантаноидами ($La/Yb = 8,1$).

Сложнее объяснить величину Ce/La РЗЭ в обр. 31, который авторами [44] идентифицирован как гётит с малой примесью смектита, но по химическим данным (см. табл. 1) представляет собой практически чистый смектит. Гидротермальный генезис этого образования сомнений не вызывает; состав РЗЭ, близкий к наблюдаемому, можно, видимо, получить смешением при определенных отношениях глубинной океанской воды и материала базальтов.



Фиг. 5. Составы РЗЭ в координатах $Ce/La - La/Yb$ (а — глубинная вода океанов; б — гидротермальные накопления Fe и Mn)
 1 — средний состав сланца; 2 — поле состава базальтов; 3 — поле состава глубинной воды океанов. Цифры у точек — номера образцов, приведенных в табл. 2

Несколько образцов имеют в составе РЗЭ явную примесь материала базальтов с большим или меньшим участием РЗЭ глубинных вод океана (образцы 19, 22, 29). Образцы 19а и 19б представлены двумя анализами гидротермальных рентгеноаморфных образований поднятия Деллвуд [17, 46], но по химическому составу (см. табл. 1) они в значительной мере содержат силикаты железа. Состав РЗЭ в обр. 19а очень близок к составу РЗЭ в базальтах (см. фиг. 4 и 5, б), в то время как в обр. 19б значительна примесь глубинной воды океана. Состав РЗЭ в образцах 22 и 22а (см. фиг. 4) также получается сложением состава лантаноидов двух источников: глубинной воды океана и материала базальтов. Эти образцы представлены гранулированными Fe-смектитами с южного фланга Галапагосского центра спрединга [34]. Явное присутствие материала базальтов в смеси с океанской водой видно в обр. 29, представленном металлоносными осадками кернов глубоководного бурения [20] (подстилающий неизменный базальт представлен в обр. 29а, см. фиг. 4).

Следует обратить внимание на состав РЗЭ в базальном слое высокомарганцевых гидротермальных корок (см. табл. 1, 2, обр. 13). Имеющиеся четыре анализа РЗЭ этих корок [46] позволяют заключить, что при низких значениях содержания Σ РЗЭ их состав полностью обязан сорбции из глубинной воды океана (см. фиг. 5). Однако в двух из четырех анализов наблюдается аномально высокое содержание Eu (обр. 13б, см. табл. 2 и фиг. 4). Именно в этом образце обнаружена и более высокая концентрация других лантаноидов. Автор [46] не обратил внимания на эту аномалию состава РЗЭ изучаемых корок. Единственным источником РЗЭ, из известных в настоящее время, способным дать высокую аномалию Eu в составе РЗЭ гидротермальных образований, могут быть растворы самих гидротерм. В составе РЗЭ высокотемпературных гидротермальных растворов на 13 и 21° с. ш. ВТП [32, 33] зафиксирована ярко выраженная положительная аномалия Eu и заметный дефицит тяжелых лантаноидов. Величина аномалии, выраженная Eu/Sm, варьирует в лабораторавлавленных растворах от 1,32 до 3,18 (в среднем 2,2). Для сравнения — в глубинной океанской воде на 13° с. ш. Eu/Sm равно 0,27, в осадочных глинах — 0,21. Из эксгальтивно-осадочных образований повышенным содержанием Eu в составе РЗЭ характеризуются только рудоносные осадки впадины Атлантик II (Красное море), где средняя величина Eu/Sm составляет 0,44 при колебании в отдельных горизонтах трех изученных колонок от 0,26 до 0,75 [19]. В обр. 13б Eu/Sm=2,7, что отвечает практически чистому гидротермальному составу. Вместе с тем, за исключением максимума Eu, в этом образце состав РЗЭ не имеет других черт гидротерм, а полностью сходен с глубинной водой океана. Таким образом, получить состав РЗЭ, наблюдаемый в обр. 13б, смещением лантаноидов гидротермального раствора и глубинной воды океана двух источников невозможно. Следовательно, либо наблюдаемая аномалия Eu — результат погрешности анализа, либо мы не имеем права распространять данные по составу РЗЭ гидротерм, полученные в двух точках ВТП, на всю систему рифтовых зон и трансформных разломов дна океана.

Базальные гидротермальные корки сугубо марганцевого состава (обр. 13) перекрываются Fe—Mn гидрогенными корками (обр. 14), которые по содержанию Cu, Ni, Co (см. табл. 1) и по составу РЗЭ (см. табл. 2, фиг. 5, б) являются осадочными гидрогенными образованиями, аналогичными глубоководным пелагическим Fe—Mn-конкрециям океанов.

В заключение можно кратко сформулировать итоги изучения распределения РЗЭ в гидротермальных гидроокисных и силикатных образованиях Fe и Mn.

В гидроокисных образованиях концентрация суммы РЗЭ изменяется от ~20 до 770 г/т и определяется содержанием Fe в составе смешанных Fe—Mn-гидроокислов. Зависимость концентрации РЗЭ от содержания Fe имеет универсальный характер, так как соблюдается в широком интервале значений (от <0,2 до 270) Mn/Fe. Это еще раз подтверждает вывод, что в смешанных Fe—Mn-образованиях именно гидроокислы Fe являются основным носителем и накопителем РЗЭ.

Гидротермальные силикаты Fe (сметиты, нонтрониты) характеризуются на порядок меньшим содержанием РЗЭ (от 0,9 до 75 г/т). Концентрация РЗЭ в гидротермальных силикатах не зависит от содержания Fe, а определяется величиной примеси алюмосиликатного материала, что подтверждается отчетливой корреляцией РЗЭ — Al. Природа алюмосиликатов в гидротермальных образованиях требует специального изучения. Предположительно, это может быть объяснено присутствием примеси терригенных глин, продуктов разрушения базальтов, но нельзя исключить и образования аутигенных гидротермальных алюмосиликатов.

Рассмотрение данных по составу РЗЭ в гидротермальных образованиях показывает, что в большинстве случаев накопление РЗЭ происходит при взаимодействии продуктов, поставляемых гидротермами, с глу-

бинной водой океана, о чем достаточно надежно свидетельствуют величины Ce/La и La/Yb в составе РЗЭ гидротермальных образований.

Для гидротермальных окисных образований рифтовых зон океана глубинная вода является практически единственным источником РЗЭ, которые в этом случае несут в своем составе характерные черты — низкие значения Ce/La и La/Yb . Следует заметить, что таким составом характеризуются только гидротермальные отложения открытого океана. Во внутриконтинентальных морях (гидротермальные $Fe-Mn$ -корки Тирренского моря) состав РЗЭ практически неотличим от состава осадочных пород континентов, что является отражением состава растворенных РЗЭ таких бассейнов. Можно полагать, что близкий к терригенному составу РЗЭ можно ожидать в гидротермальных образованиях приконтинентальной области осадконакопления в океанах. Таким образом, для гидроокисных гидротермальных отложений в открытом океане состав суммы РЗЭ, приближающийся к составу глубинных вод, является надежным индикатором их генезиса. Даже существенная примесь литогенной компоненты в составе гидротермальных гидроокислов Fe и Mn не в состоянии замаскировать черты состава РЗЭ, присущие глубинной воде океана.

Отложения гидротермальных силикатов Fe , обычно формирующиеся в непосредственной близости от источников гидротерм на дне, помимо преобладающего состава РЗЭ глубинной воды могут нести в своем составе следы (часто значительные) продуктов разрушения базальтового материала со свойственным составом РЗЭ.

Вопрос о возможности фиксации в составе гидроокисных и силикатных гидротермальных отложений РЗЭ гидротермальных флюидов с характерным составом (европиевый максимум, дефицит тяжелых РЗЭ по сравнению с составом хондрита или сланца) остается открытым. Можно ожидать, что с появлением данных по РЗЭ в массивных гидротермальных сульфидах ВТП этот вопрос, а также вопрос о генезисе РЗЭ в смешанных по составу (и сложных в интерпретации) осадках впадины Атлантик II (Красное море) будут решены.

Литература

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. Балашов Ю. А., Туранская Н. В., Братишко Р. Х. Зональность распределения РЗЭ в океанах//Геохимия. 1974. № 5. С. 751—762.
3. Волков И. И., Фомина Л. С. Редкоземельные элементы в осадках и железомарганцевых конкрециях океана//Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 66—85.
4. Волков И. И., Фомина Л. С. Новые данные по геохимии редкоземельных элементов в осадках океана//Геохимия. 1973. № 11. С. 1603—1614.
5. Волков И. И., Штеренберг Л. Е. Основные типы железомарганцевых руд в современных водоемах//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 4—26.
6. Гурвич Е. Г., Лукашин В. Н., Лисицын А. П., Куринов А. Д. Редкоземельные элементы и иттрий//Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. С. 71—116.
7. Дубинин А. В., Волков И. И. Редкоземельные элементы в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия//Геохимия. 1986. № 5. С. 647—662.
8. Дубинин А. В., Волков И. И. Механизм накопления РЗЭ в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия//Геохимия. 1987. № 8.
9. Мигдисов А. А., Богданов Ю. А., Лисицын А. П. и др. Геохимия металлоносных осадков//Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122—200.
10. Пачаджанов Д. Н., Бандуркин Г. А., Мигдисов А. А., Гирич Ю. П. Некоторые данные по геохимии марганцевых конкреций Индийского океана//Геохимия. 1963. № 5. С. 493—499.
11. Фомина Л. С. Накопление и перераспределение редкоземельных элементов при образовании железомарганцевых конкреций океана//Докл. АН СССР. 1966. Т. 170. № 5. С. 1181—1184.
12. Bender M., Broecker W., Gornits V. e. a. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise//Earth and Planet. Sci. Lett. 1971. V. 12. № 4. P. 425—433.
13. Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits//Ferromanganese deposits on the ocean floor. Wash.: NSF, 1972. P. 149—165.
14. Bonnot-Courtois C. Distribution des terres rares dans les depots hydrothermaux de la zone Famous et des Galapagos — comparaison avec les sediments metalliferes//Marine Geol. 1981. V. 39. № 1. P. 1—14.
15. Burnett W. C., Piper D. Z. Rapidly-formed ferromanganese deposit from the Pacific Hess Deep//Nature. 1977. V. 265. P. 596—600.

16. *Calvert S. E., Piper D. Z.* Geochemistry of ferromanganese nodules from DOMES suture A, Northern Equatorial Pacific: multiple diagenetic metal sources in the sea// *Geochim. et cosmochim. acta*, 1984. V. 48. P. 1913—1928.
17. *Clauer N., Stille P., Bonnot-Courtois C., Moore W. S.* Nd—Sr isotopic and REE constraints on the genesis of hydrothermal manganese crusts in the Galapagos// *Nature*, 1984. V. 311. P. 743—745.
18. *Corliss J. B., Lile M., Dymond J., Crane K.* The chemistry of hydrothermal mounds nearer the Galapagos Rift// *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 12—24.
19. *Courtois Ch., Treuil M.* Distribution des terres rares et de quelques elements en trace dans les sediments recents des fosses de la Mer Rouge// *Chem. Geol.* 1977. V. 20. № 1. P. 57—72.
20. *Dymond J., Corliss J. B., Cobler R. e a.* Composition and origin of sediments recovered by deep drilling of sediment mounds, Galapagos Spreading Center// *Initial. Reports DSDP*, 1980. V. 54. P. 377—385.
21. *Dymond J., Lile M., Finney B. e a.* Ferromanganese nodules from MANOP sites H, S, and R. Control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes// *Geochim. et cosmochim. acta*, 1984. V. 48. № 5. P. 931—949.
22. *Elderfield H., Greaves M. J.* Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules// *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 55. № 1. P. 163—170.
23. *Elderfield H., Hawkesworth C. J., Greaves M. J., Calvert S. E.* Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments// *Geochim. et cosmochim. acta*, 1981. V. 45. P. 513—528.
24. *Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R. A., Smith R. H.* Rare earth distribution in the marine environment// *J. Geophys. Res.* 1963. V. 68. P. 4209—4217.
25. *Hoffert M., Perseil A., Hekinian R. e a.* Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in transform fault «A» near 37°N on the Mid-Atlantic Ridge, Famous area// *Ocenol. acta*, 1978. V. 1. № 1. P. 73—86.
26. *Hoffert M., Person A., Courtois C. e a.* Sedimentology, mineralogy, and geochemistry of hydrothermal deposits from Holes 424, 424A, 424B, and 424C (Galapagos Spreading Center)// *Initial. Reports DSDP*, 1980. V. 54. P. 339—376.
27. *Høgdahl O. T.* Semiannual Progress Rep. № 5. Oslo, 1967. 12 p.
28. *Høgdahl O. T.* Distribution of the rare earth elements in sea water// *Semiannual Progress Rep.* № 6. Oslo, 1968. 13 p.
29. *Høgdahl O. T., Melsom S., Bowen V. T.* Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea water// *Advances in Chem. Ser.* 1968. № 78. P. 308—325.
30. *Honnorez J., Von Herzen R. P., Barret T. J. e a.* Hydrothermal mounds and young oceanic crust of the Galapagos: preliminary deep sea drilling results// *Initial. Reports DSDP*, 1983. V. 70. P. 459—481.
31. *Klinkhammer G., Elderfield H., Hudson A.* Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents// *Nature*, 1983. V. 305. № 5931. P. 185—188.
32. *Michard A., Albarede F., Michard G.* Rare earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N)// *Nature*, 1983. V. 303. № 5920. P. 795—797.
33. *Michard A., Albarede F.* The REE content of some hydrothermal fluids// *Chem. Geol.* 1986. V. 55. № 1/2. P. 51—60.
34. *Migdisov A. A., Gradusov B. P., Bredanova N. V. e a.* Major and minor elements in hydrothermal and pelagic sediments of the Galapagos Mounds Area// *Initial Reports DSDP*, 1983. V. 70. P. 277—295.
35. *Moore W. S., Vogt P. R.* Hydrothermal manganese crusts from two sites near the Galapagos spreading axis// *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 29. № 2. P. 349.
36. *Morten L., Landini F., Bocchi G. e a.* Fe—Mn crusts from the southern Tyrrhenian Sea// *Chem. Geol.* 1980. V. 28. P. 261—278.
37. *Murphy K., Dymond J.* Rare earth element fluxes and geochemical budget in the eastern equatorial Pacific// *Nature*, 1984. V. 307. № 5950. P. 444—447.
38. *Piper D. Z.* Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases// *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974. V. 38. № 7. P. 1007—1022.
39. *Piper D. Z., Graef P.* Gold and rare-earth elements in sediments from the East Pacific Rise// *Marine Geol.* 1974. V. 17. P. 287—297.
40. *Piper D. Z., Veeh H. H., Bertrand W. G., Chase R. L.* An iron-rich deposit from the Northeast Pacific// *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 114—120.
41. *Rateev M. A., Timofeev P. P., Rengarten N. V.* Minerals of the clay fraction in Pliocene-Quaternary sediments of the East Equatorial Pacific// *Initial Reports DSDP*, 1980. V. 54. P. 307—318.
42. *Schilling J.-G., Anderson R. N., Vogt P.* Rare earth, Fe and Ti variations along the Galapagos mantle plume// *Nature*, 1976. V. 261. P. 108—113.
43. *Sharaskin A. Ya., Migásov A. A., Rostschina I. A., Miktishansky A. Z.* Major- and trace-element chemistry of hole 504B basalts and their alternation products (Costa Rica Rift, DSDP Leg 70)// *Initial Reports DSDP*, 1982. V. 69. P. 775—789.
44. *Stoffers P., Lallier-Verges E., Plüger W. e a.* A «fossil» hydrothermal deposits in the South Pacific// *Marine Geol.* 1985. V. 62. № 1/2/P. 133—151.
45. *Tlig S.* Distribution des terres rares dans fractions de sediments et nodules de Fe et Mn associes in l'océan Indien// *Marine Geol.* 1982. V. 50. P. 257—274.
46. *Toth J. B.* Deposition of submarine crabs rich in manganese and iron// *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Pt 1. V. 91. № 1. P. 44—54.

УДК 552.52:551.762(479)

**ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ РАЗНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА***ГАВРИЛОВ Ю. О., ЦИПУРСКИЙ С. И.*

В статье на примере ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа рассмотрена история формирования ассоциаций глинистых минералов в пределах различных структурно-фациальных зон северного борта геосинклинали Большого Кавказа от седименто- и диагенеза до эпигенетического преобразования пород в условиях высоких температур. Для этапа седименто- и диагенеза обсуждена роль источников материала и условий среды осадконакопления в создании минерального состава глинистых пород. Показано, что в образовании минеральных ассоциаций при высоко-температурном воздействии на породы большое значение имел исходный состав отложений.

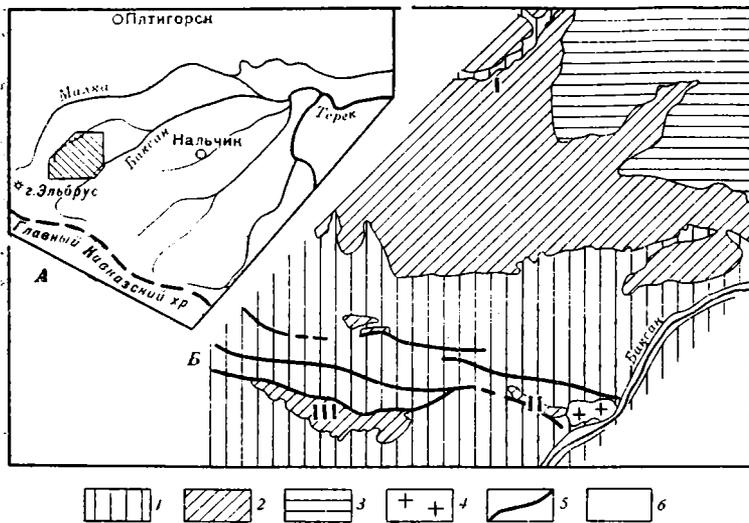
Цель наших исследований — выяснение особенностей минерального состава глинистых отложений, накопившихся в различных структурно-фациальных зонах ранне- и среднеюрского водоема Центрального Кавказа, а также направленности изменения глинистого материала в условиях воздействия на породы повышенных температур.

Объектом изучения являлись ниже- и среднеюрские отложения, развитые в юго-восточной части Лабино-Малкинской зоны, бывшей южным окончанием эпигерцинской Скифской платформы, в пределах Тырнауз-Пшекишской шовной зоны, а также в Кыртыкской депрессии (фиг. 1).

В ранне- и среднеюрское время Скифская плита в районе исследования вначале представляла собой область аккумуляции и размыва в основном континентальных отложений (плинсбах — ранний тоар), а в дальнейшем шельфовую область расширявшегося водоема.

Кыртыкская впадина является восточной частью Архыз-Гузерибльской структурно-фациальной зоны, которая в ранне- и среднеюрское время представляла собой северный борт геосинклинального прогиба Большого Кавказа [16]. Этот прогиб отделялся от Скифской платформы Тырнауз-Пшекишской шовной зоной, в пределах которой в этом районе развивались узкие прогибы, ограниченные разломами; вдоль них временами возникали поднятия типа кордильер [15].

Вследствие пространственной близости изученных разрезов отложения, накопившиеся в различных структурно-фациальных зонах, в постседиментационный период своего существования погружались примерно на одинаковую глубину под перекрывающие их отложения. В целом они претерпели близкие по характеру катагенетические преобразования. Так, например, определение отражательной способности витринита из угольных прослоев основания разрезов Лабино-Малкинской зоны и Кыртыкской впадины показало, что по шкале метаморфизма углей они находятся на стадии газовых (марка «Г»). Это соответствует примерно стадии среднего катагенеза. В то же время глинистые сланцы в районе Тырнауз-Пшекишской шовной зоны (мукуланская свита) в неогеновое время подвергались значительному прогреву, видимо, в основном в результате образования здесь интрузий. В итоге юрские породы оказались в гораздо большей степени изменены по сравнению со смежными разрезами, расположенными в северу и к югу.



Фиг. 1. Расположение района исследований (А); схема геологического строения левобережья р. Баксан в районе проведения исследований (Б)
 1 — палеозойские породы; 2 — ниже- и среднеюрские отложения; 3 — верхнеюрские отложения; 4 — гранитоиды Эльджуртинского массива; 5 — разрывные нарушения Тырнауз-Пшекишской шовной зоны; 6 — четвертичные отложения долины р. Баксан. Цифрами обозначены разрезы: I — правобережье р. Тызыл, Лабино-Малкинская зона; II — мукуланская свита Тырнауз-Пшекишской зоны; III — Кыртыкская впадина

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах Лабино-Малкинской зоны разрез ниже- и среднеюрских отложений изучен по р. Тызыл (левый приток р. Баксан) ¹.

В основании разреза залегает хумаринская свита нижнеплинбахского возраста (фиг. 2, 3), представленная пачками аргиллитов, конгломератов и гравелитов, кварцевых песчаников. Пачка аргиллитов (до 15 м) выполняет западину в доюрском рельефе и по простиранию выклинивается. Аргиллиты темно-коричневого цвета, слоистость неясная, на плоскостях напластования часто встречаются отпечатки листьев и стеблей наземных растений. В аргиллитах залегает несколько прослоев и линз (до 0,1 м) угля, а также несколько слоев сидеритовых конкреций. Отложения этой пачки следует относить к группе фаций зарастающих озерных водоемов и торфяных болот.

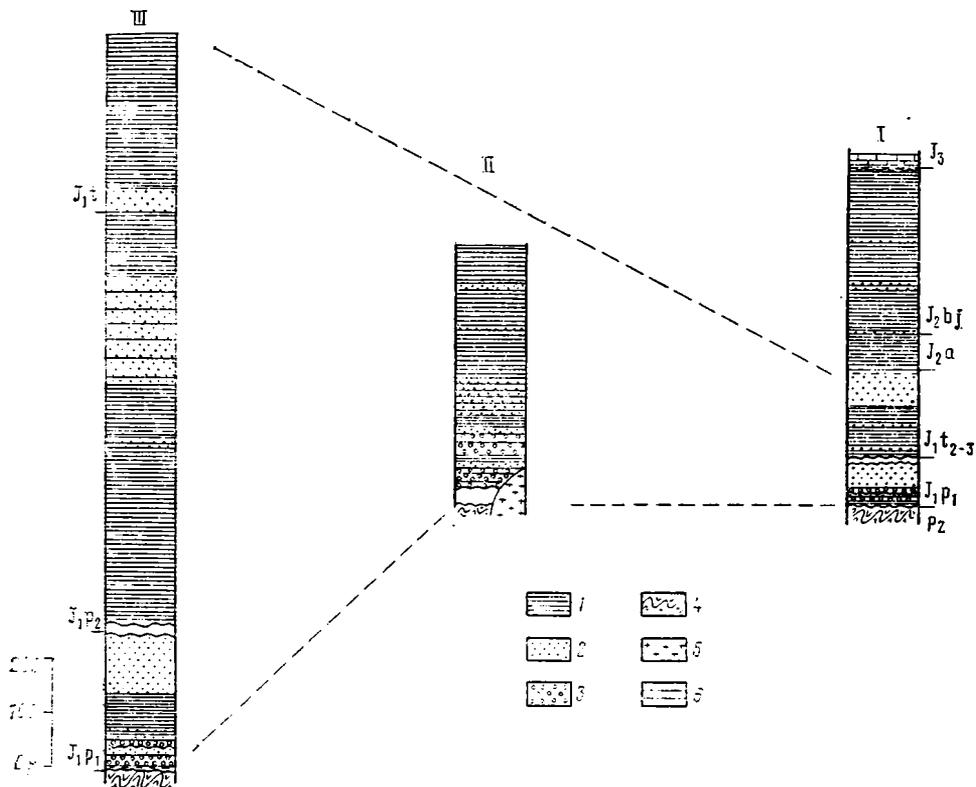
Грубообломочные породы в составе свиты рассматриваются в качестве делювиально-пролювиальных отложений фации конусов выноса и шлейфов, кварцевые песчаники с многоэтажной косо́й слоистостью — как русловая фация аллювиальных отложений.

Континентальные отложения хумаринской свиты с разрывом перекрываются толщей джигиатской свиты, накапливавшейся в обстановке морского водоема. В составе свиты выделяются три части: нижнегигитские (средний тоар), верхнегигитские (низы верхнего тоара) и баксанские (верхи верхнего тоара — аален) слои.

Нижнегигитские слои (80—90 м) представлены в основном переслаиванием пластов аргиллитов, алевролитов и песчаников. В аргиллитах четкой слоистости не видно, цвет их от серого до темно-серого с коричневым оттенком. В алевролитах на плоскостях напластования встречается мелкий углистый детрит. В аргиллитах и алевролитах на некоторых интервалах залегают многочисленные сидеритовые конкреции. Ряд признаков указывает на накопление осадков в переходной зоне от мелководья к умеренно глубоководным условиям.

Верхнегигитские слои (50—60 м) сложены светло-серыми мелкозернистыми песчаниками с несколькими пластами серых алевролитов; в

¹ Подробное описание разреза приведено в работе [6].

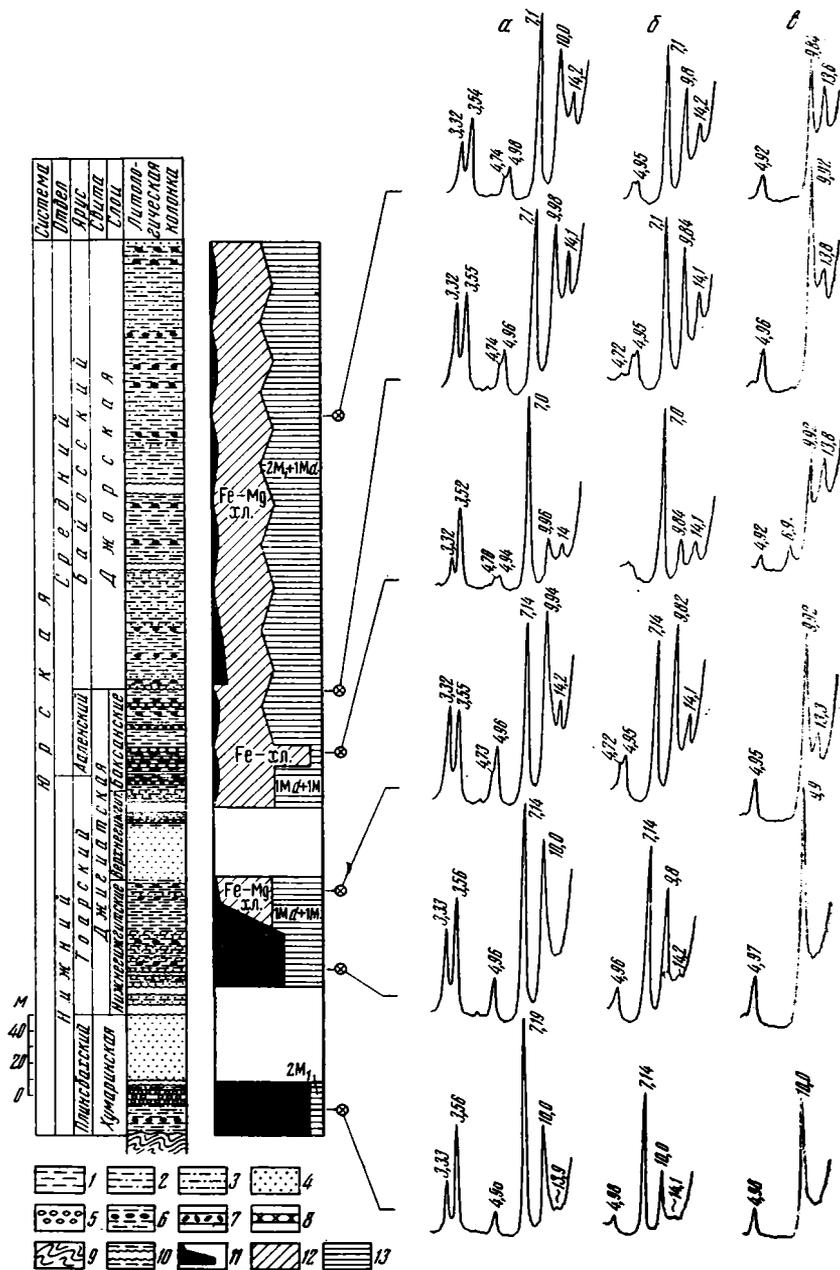


Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов (I — Лабино-Малкинская зона, II — Тырнауз-Пшекишская зона, III — Кыртыкская впадина)
 I — аргиллиты и глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — дислоцированные породы доюрского фундамента; 5 — гранитоиды Эльджуртинского массива; 6 — известняки

кровле песчаного горизонта появляется заметная примесь глинистого материала. Накопление отложений происходило в условиях морского мелководья и активной гидродинамики.

Баксанские слои (60—65 м) представлены аргиллитами с прослоями конкреций, пластами конкреционных конгломератов и оолитовых железняков. Аргиллиты темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, слоистость отсутствует либо выражена плохо, преобладают алевритистые разности, на плоскостях напластования встречаются следы ползающих организмов. Характерными образованиями ааленской толщи являются пласты с железистыми оолитами мощностью от первых дециметров до 2 м. Подавляющее большинство оолитов сложено гётитом и гидрогётитом, но иногда встречаются оолиты, состоящие из железистого хлорита. Кроме того, оолиты встречаются и в аргиллитах — в основном на интервале переслаивания с оолитосодержащими пластами, но здесь они малочисленны, раздавлены, присутствуют их фрагменты. Анализ признаков, присущих баксанским слоям, показывает, что накопление их происходило в зоне мелководья, в условиях сравнительно активной гидродинамики.

Джорская свита (байос) с размывом залегает на подстилающей толще [2]. Отложения представлены преимущественно серыми и темно-серыми аргиллитами, в различной степени алевритистыми, подчиненное значение имеют алевролиты. В нижней части свиты отмечена пачка (40 м) переслаивания пластов песчаника (0,25—1,7 м) и серых алевритистых глин. Прослой конкреций залегают через первые метры. В районе изученного разреза мощность свиты составляет приблизительно 270—300 м. Накопление осадков свиты происходило здесь в условиях

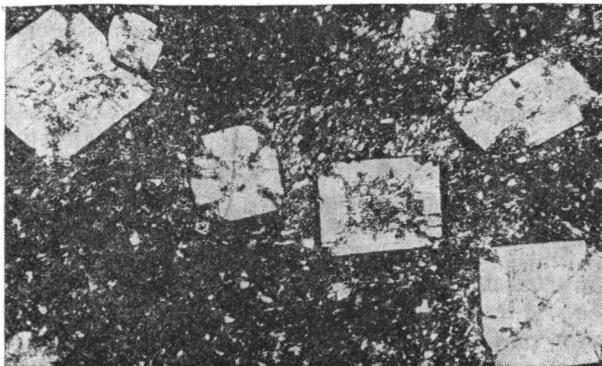


Фиг. 3. Литолого-стратиграфическая колонка разреза Лабино-Малкинской зоны, распределение и дифрактограммы препаратов глинистых минералов

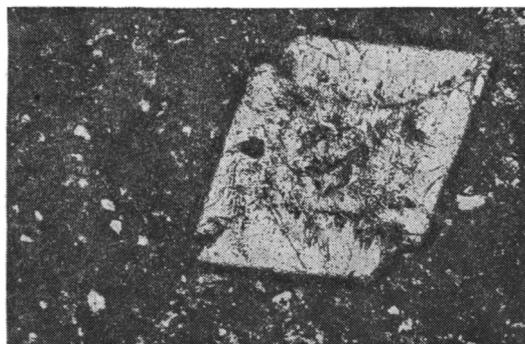
1 — аргиллиты; 2 — алевролитистые аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — конкреции; 7 — пласти конкреционных конгломератов; 8 — железорудные горизонты; 9 — породы доюрского фундамента; 10 — закрытые интервалы; 11 — каолинит; 12 — хлорит; 13 — гидрослюда. Образцы: а — природный воздушно-сухой; б — насыщенный этиленгликолем; в — прокаленный до 550° С

открытого моря в удалении от берега, вначале в относительно мелководной, а затем в более глубоководной части шельфа.

В центральной части Кыргыкской впадины (см. фиг. 2), где проводились исследования, развита мощная (около 1200 м) толща плинсбах-тоарского возраста [16]. Нижнеплинсбахская часть разреза представлена в основном грубыми отложениями. В базальном горизонте



Фиг. 4. Глинистые сланцы мукуланской свиты с включениями андалузита (хиастолита), шлиф, увел. 30.



Фиг. 5. Кристалл андалузита (хиастолита) с мелкими включениями углистого и глинистого вещества; увел. 100

(20—25 м) наблюдается чередование невыдержанных по простиранию линзовидных пластов конгломератов, гравелитов, песчаников, слюдистых алевролитов. В песчаниках и алевролитах встречаются линзовидные прослои угля (мощность — несколько сантиметров). Выше прослеживается чередование пачек и пластов песчаников, иногда косослоистых с линзами гравелита и угля, пачек глинистых алевролитов и аргиллитов. Особенно в нижней части толщи на плоскостях напластования пород видны отпечатки наземных растений. Мощность нижнего плинсбах 250—280 м. Верхнеплинсбахские отложения (до 600 м) представлены темно-серыми с коричневатым оттенком аргиллитами, в различной степени алевритистыми, в средней части с линзовидными прослоями песчаников. Тоарская часть разреза сложена преимущественно аргиллитами мощностью до 350 м. Нижнеюрская толща в Кыртыкской впадине характеризуется большей стратиграфической полнотой, чем разрез Лабино-Малкинской зоны.

Накопление низов нижнеплинсбахской толщи происходило, видимо, в континентальных условиях, более высокая часть разреза накапливалась в морском водоеме, но недалеко от берега.

Отложения мукуланской свиты, развитые в пределах Тырнауз-Пшекишской шовной зоны, в целом характеризуются тем же набором осадочных пород, что и в смежных разрезах. В нижней части толщи преобладают песчаники и конгломераты, подчиненное значение имеют глинистые пачки. Песчаники крупно- и среднезернистые со слабовыраженной слоистостью. Сланцы темно-серые или черные с неясной слоистостью, на плоскостях напластования различимы отпечатки стеблей и листьев растений, обычно замещенные слюдистыми минералами. В этих сланцах отмечается обильная андалузитовая минерализация (фиг. 4). Во всех кристаллах андалузита, а точнее, его разновидности — хиастолита,

столила, отмечаются захваченные во время их роста углистые и глинистые частички, располагающиеся по направлениям, образующим темный крест (фиг. 5).

В верхней части толщи преобладают глинистые и глинисто-алевролитовые пачки, встречаются также пачки переслаивания глинистых сланцев и песчаников, иногда приобретающие характер флишеидных. Песчаники сложены мелкозернистым материалом. Глинистые сланцы содержат немногочисленные конкреции.

Отложения мукуланской свиты неравномерно дислоцированы: на одних участках они разбиты многочисленными разрывными нарушениями, смяты, на других залегают сравнительно спокойно.

В породах свиты найдена фауна среднелейасового возраста [17]. Исходя из строения разреза, тектонического положения и сопоставления строения толщи со смежными разрезами той же структурно-фациальной зоны (Кестантинская впадина) [15], можно считать, что нижняя песчано-конгломератовая часть свиты соответствует среднему лейасу, а верхняя, преимущественно глинистая, — низам тоара (нижнегигитские слои).

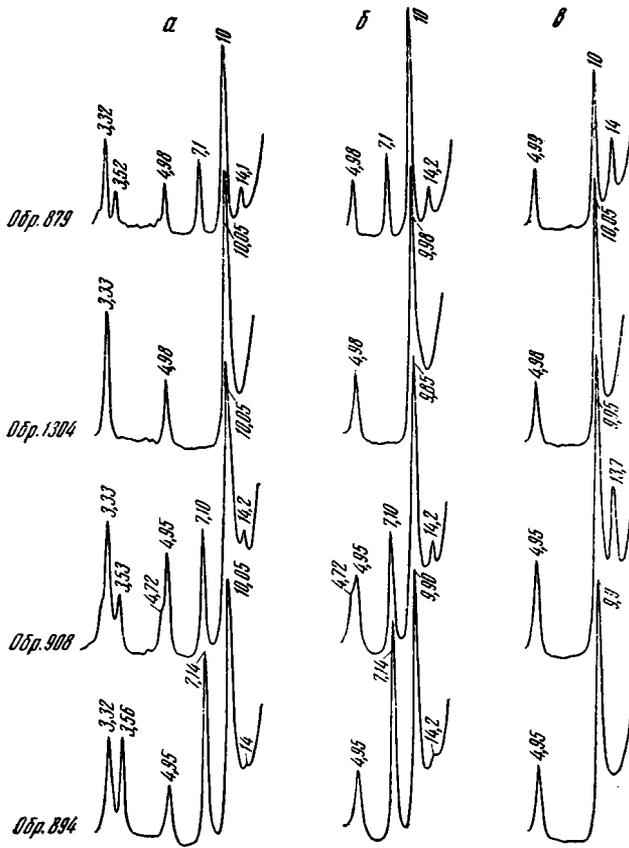
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗАХ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

В Лабино-Малкинской зоне основным минералом глинистых отложений хумаринской свиты является каолинит. На дифрактограммах порошковых препаратов видно, что пространственные рефлексы ($02l$, $11l$, $20l$, $13l$) слабо разрешаются. Это может свидетельствовать об относительно невысокой степени 3-мерной упорядоченности каолинита. В подчиненном количестве в глинистых отложениях находится тонкодисперсная $Al-Mg$ -слюда $2M_1$, практически не содержащая разбухающих слоев; отмечаются следы хлорита (см. фиг. 3).

При переходе к более высоким уровням разреза (нижнегигитские слои джигатской свиты) в глинистых отложениях отмечается гидрослюда-каолинитовая и гидрослюда-хлоритовая ассоциации. Причем в нижней части толщи развит каолинит, а в верхах он сменяется $Fe-Mg$ -хлоритом (см. фиг. 3) с параметром b , равным $9,22-9,24 \text{ \AA}$. На дифрактограммах ориентированных природных препаратов фиксируется близкая к целочисленной серия базальных отражений $00l$ с $d(001) = 10 \text{ \AA}$, соответствующая слюдястым минералам. После насыщения этиленгликолем происходит смещение первого базального рефлекса до $9,84-9,80 \text{ \AA}$ (см. фиг. 3), что, согласно работе [14], свидетельствует о наличии $15-20\%$ разбухающих пакетов в структуре минералов. На электронограммах косых текстур (ЭКТ) гидрослюды фиксируются достаточно четкие рефлексы с $k=3n$, однако отражения с $k \neq 3n$, как правило, не дискретны и либо слиты в единый диффузный фон, либо этот фон имеет модуляции, что свидетельствует о слабой степени трехмерной упорядоченности слюдястых минералов (политипная модификация $1Md-1M$).

В баксанских слоях аргиллиты сложены гидрослюдой, которая практически не отличается по своим характеристикам от гидрослюды нижежащих отложений джигатской свиты, и хлоритом. В виде незначительной примеси в отдельных образцах встречается каолинит. На интервале, тяготеющем к железорудным горизонтам [6], хлорит является преобладающим компонентом в аргиллитах (см. фиг. 3). Кроме того, хлорит формирует оолиты, которые принимают участие в образовании некоторых маломощных железорудных пластов. Следует отметить, что в толще аргиллитов, содержащих железорудные горизонты, хлориты представлены высокожелезистыми разновидностями с b , равным $9,30-9,32 \text{ \AA}$. Причем в оолитах, по данным рентгеновской дифракции и электронографии, диагностируется Fe -хлорит, относящийся к политипной модификации $1b$.

Глинистые отложения джорской свиты представлены ассоциацией диоктаэдрической слюда — $Fe-Mg$ -хлорит с подчиненным содержанием

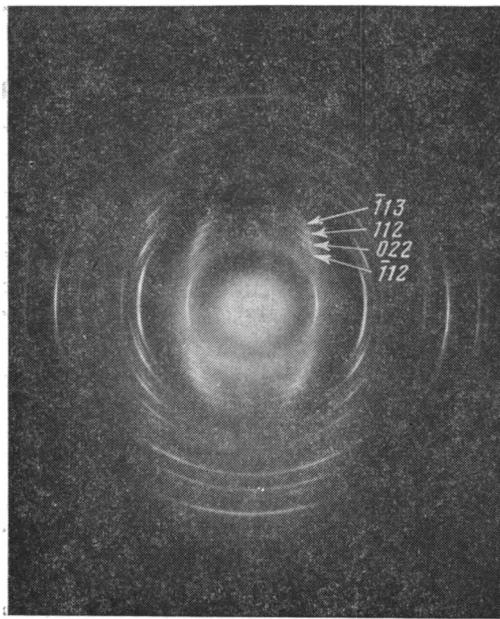


Фиг. 6. Дифрактограммы ориентированных препаратов
 Образцы: а — природный, воздушно-сухой; б — насыщенный
 этиленгликолем; в — прокаленный до 550° С

каолинита. По электронографическим данным, гидрослюда состоит из смеси политипных модификаций $2M_1$ и $1Md$. Определение политипии хлоритов затруднено из-за значительного содержания слюдистого минерала. Однако в некоторых образцах можно идентифицировать Fe—Mg-хлорит Ib с параметром b , равным 9,22—9,24 Å.

Как видно из фиг. 3, глинистые минералы по разрезу распределены неравномерно. В нижней части толщи каолинит является основным породообразующим минералом, а в более высоких горизонтах присутствует в виде примеси. На смену каолиниту в средней и верхней частях разреза приходит Fe—Mg-хлорит, который в зоне железорудных пластов становится высокожелезистым. Во всем разрезе в большем или меньшем количестве присутствуют диоктаэдрические слюдистые минералы. Однако, если в хумаринской свите диагностируется тонкодисперсная диоктаэдрическая слюда $2M_1$, то в джигиатской свите определена плохо окристаллизованная гидрослюда $1Md$ — $1M$, а в джорской $2M_1$ и $1Md$. В этих гидрослюдах содержание разбухающих слоев колеблется в пределах 15—20%.

Кырткская впадина. Для нижнеплинских отложений этого разреза, так же как и для одновозрастных пород Лабино-Малкинской зоны, характерно развитие диоктаэдрической гидрослюда-каолиновой ассоциации с примерно равным соотношением минералов (фиг. 6, обр. 894). По данным рентгеновской дифрактометрии, гидрослюды содержат в структуре 15—20% разбухающих слоев. Электронографическое изучение показало, что гидрослюды представлены плохо окристаллизованными разностями политипных модификаций $1Md > 2M_1$. Выше по разрезу — в верхнеплинских и тоарских отложениях отмечаются



Фиг. 7. Электронограмма препарата слюды политипной модификации 1М с равновероятным распределением октакатионов

как гидрослюда-каолинитовая, так и гидрослюда — Fe—Mg-хлоритовая ($b=9,22-9,24$ Å) ассоциации (фиг. 6, обр. 908). Диоктаэдрические слюдяные минералы представлены смесью политипных модификаций $2M_1$ и $1Md$ в сопоставимых соотношениях.

Мукуланская свита. В отличие от пород Лабино-Малкинской зоны и Кыртыкской впадины в глинистых сланцах мукуланской свиты происходит смена минеральных ассоциаций. В нижней части толщи вне зоны ороговикования в глинистых породах, содержащих обильные выделения кристаллов андалузита (фиг. 4, 5), присутствует только диоктаэдрическая слюда (см. фиг. 6, обр. 1304). Рентгенографическое изучение этой слюды показало, что она практически не содержит разбухающих слоев. Электронографическим методом было изучено три образца этой слюды. Они дали одинаковые электронограммы. На ЭКТ фиксируется полный набор четких пространственных рефлексов hkl как с $\kappa=3n$, так и с $\kappa \neq 3n$, что свидетельствует о высокой степени трехмерной упорядоченности минерала. Геометрический анализ положения рефлексов позволил установить, что эта слюда характеризуется однослойной моноклинной ячейкой с параметрами $a=5,19$ Å, $b=8,99$ Å, $c=10,12$ Å, $\beta=100,3^\circ$. Однако распределение интенсивностей рефлексов $02l$, $11l$ ($\kappa \neq 3n$) резко отличается от распределения, характерного для диоктаэдрических слюд 1М. Обычно в слюдах 1М с вакантной трансоктаэдрической позицией на первом эллипсе ЭКТ наиболее сильными являются отражения $\bar{1}12$ и 112 при средних 022 и $\bar{1}13$. В нашем случае наблюдается выравнивание по интенсивности рефлексов $02l$, $11l$ (фиг. 7). Такое распределение характерно для слюд 3Т, но в этом случае отношение $-(c \cos \beta)/a=1/3$ при индцировании дифракционного спектра слюды в однослойной моноклинной ячейке. Однако для изучаемой слюды это отношение составило 0,35. Из данных, приведенных в работах [20, 21], известно, что изменение распределения интенсивностей рефлексов $02l$, $11l$ ($\kappa \neq 3n$) обусловлено перераспределением октаэдрических катионов в диоктаэдрических 2:1 слоистых силикатах. В частности, «выравнивание» интенсивностей рефлексов $02l$, $11l$ и уменьшение угла моноклинности β связано с равновероятным распределением октакатионов по доступным цис- и трансоктаэдрическим позициям. Следует отметить,

что в диоктаэдрических смектитовых минералах возможны различные варианты распределения октаэдрических катионов: от структуры с вакантной транспозицией через структуру с равновероятным распределением октакатионов до структур с заселенной транспозицией [21, 23]. Однако в случае диоктаэдрических слюд 1M, насколько нам известно, до настоящего времени не диагностировались минералы с равновероятным распределением катионов по доступным октаэдрическим позициям.

В верхней части разреза происходит смена минерального состава. Здесь широкое распространение находит серицит 2M₁-хлоритовая ассоциация (см. фиг. 6, обр. 879). Слюда 2M₁ характеризуется высокой степенью структурного совершенства. Помимо Fe—Mg-хлорита здесь появляется его более железистая разность.

ФОРМИРОВАНИЕ АССОЦИАЦИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Существующая ныне картина минерального состава отложений формировалась под влиянием многих факторов и зависела от источника сноса материала, условий седиментации, диагенеза и постдиагенетических процессов. При этом следует подчеркнуть, что глинистые минералы достаточно чутко реагировали на фациальную обстановку образования отложений. Наиболее выпукло это проявляется при рассмотрении особенностей минерального состава глинистых пород Лабино-Малкинской зоны.

Как отмечалось, в аргиллитах хумаринской свиты ведущую роль играет каолинит. При образовании этих отложений с особой силой проявилось воздействие среды на глинообразование. Реконструировать условия, существовавшие в озерно-болотных осадках раннеплинсабахского времени, позволяющие некоторые особенности геохимического облика хумаринских аргиллитов. Эти породы обогащены C_{орг}, количество которого достигает 3—9%, и напротив, резко обеднены Fe (0,8%), Mn, Ca, Mg, Na, т. е. большинством катионов [6]; в то же время в аргиллитах залегают прослойки конкреций и линзовидных пластов, состоящих из сидерита, который содержит в виде изоморфной или минеральной примеси Mg, Mn, Ca. Очевидно, что первоначально вещество, сконцентрированное в конкрециях, было рассеяно по всему осадку, заметно повышая в нем содержание катионов, а их перераспределение произошло в результате диагенетической переработки отложений. Этому способствовала обогащенность осадков растительным органическим веществом (ОВ). Его разложение приводило к накоплению в илах CO₂, различных органических кислот, что обуславливало возникновение кислой среды — явление, зарегистрированное в современных континентальных водоемах такого типа [9]. В результате железосодержащие терригенные минералы (и в первую очередь хлорит) разрушались и высвобождали Fe и ряд других катионов, которые, перераспределяясь, участвовали в образовании конкреций или диффундировали в наддонную воду и удалялись из осадка. Этот процесс создавал условия для обогащения ила кремнеземом и глиноземом, соответственно возникали благоприятные условия для появления аутигенного каолинита. В хумаринских аргиллитах присутствует весьма незначительная примесь хлорита, который, видимо, является остатком от более обильного количества этого минерала в первоначальном осадке. Обоснованность геохимических реконструкций в древней толще подтверждается изучением современных осадков. Процесс разрушения терригенных компонентов в четвертичных отложениях изучен П. П. Тимофеевым и Л. И. Боголюбовой [18]. Они показали, что в торфяниках Рионского прогиба в погружающихся осадках с кислой средой постепенно исчезают монтмориллонит и хлорит, одновременно увеличивается содержание каолинита, иногда появляется свободный кремнезем, образующийся за счет разрушившихся силикатных минералов.

Хумаринские аргиллиты выделяются из всего разреза появлением только здесь слюды 2M₁, в которой отсутствуют разбухающие пакеты.

Объясняется это тем, что озерно-болотные отложения образовывались в результате накопления продуктов разрушения доюрского фундамента и близкого их переотложения. Незначительный перенос и быстрое захоронение способствовали хорошей сохранности слюды.

Наступление среднетоарского времени в рассматриваемом районе ознаменовалось трансгрессией моря на север, затоплением обширных площадей юга Скифской платформы и образованием отложений джигитатской свиты. В начале этого этапа накопление песчано-глинистых отложений происходило в прибрежной обстановке — сносившийся сюда материал представлял собой прежде всего продукты размыва образовавшихся ранее континентальных образований, в частности возникших в предтоарское время кор выветривания [4]. В прибрежных отложениях, обогащенных ОВ, шли интенсивные диагенетические процессы, в том числе возникал в значительном количестве сидерит и сопутствовавший ему каолинит. Аутигенный каолинит морских осадков, вместе со свесенным с суши, обогащал нижние горизонты джигитатской свиты. Причем, поскольку в кристаллических сланцах доюрского фундамента, существенно переработанных метаморфическими процессами, каолинит отсутствует, образование его на суше связано с юрским континентальным литогенезом.

По мере развития трансгрессии и удаления берега условия осадконакопления в водоеме менялись, отражением чего явилось уменьшение доли каолинита в осадках — к концу нижнегигитского времени его почти полностью заместил хлорит (см. фиг. 3). Вместе с тем некоторое количество каолинита фиксируется почти во всем разрезе ниже- и среднеюрских отложений. Не исключено, что в водоем поставлялось немало этого минерала, но в условиях открытого шельфа, которые характеризовались активной гидродинамикой, перемывом осадков, он оказывался неустойчивым.

Появление новой гидрослюда-хлоритовой ассоциации было обусловлено не только изменением условий седиментации, но и вовлечением в размыв новых источников сноса материала, причем значение размываемых источников со временем менялось. Свидетельством тому, в частности, служит распределение хлорита в джигитатской свите. Если в целом в отложениях преобладает железисто-магнезиальный хлорит, то в ааленское время, в период образования железорудных горизонтов в результате размыва кор выветривания Малкинского серпентинитового массива, глинистые осадки обогащались высокожелезистым хлоритом, как аллотигенным, так и аутигенным. В оолитах, сложенных высокожелезистым хлоритом, устанавливается его политипная модификация *Ib*, характерная для образований, возникших в приповерхностных условиях осадочного чехла [22]. При удалении в разрезе от интервала, обогащенного Fe, хлориты становятся железисто-магнезиальными; судя по некоторым данным, их также можно относить к политипной модификации *Ib*. Тот же тип хлоритов был характерен и для осадков водоема байосского времени.

При обсуждении вопроса о формировании ассоциаций глинистых минералов и их особенностей встает вопрос о соотношении аутигенных и аллотигенных компонентов осадков. Однозначно выяснить вопрос о происхождении минералов для всей толщи сложно. Вместе с тем следует отметить, что для некоторых горизонтов можно достаточно уверенно говорить о присутствии аутигенных образований. Прежде всего это касается глинистой пачки основания хумаринской свиты, где, как нам представляется, помимо терригенной слюды содержится значительное количество в основном аутигенного каолинита. Частично аутигенное происхождение имеет каолинит из основания тоарской толщи. Отметим, что очень хорошо окристаллизованный аутигенный каолинит найден нами в септариевых трещинках сидеритовых конкреций из верхов нижнегигитских слоев, причем вмещающие аргиллиты состоят из гидрослюда и хлорита.

Другой интервал, где диагенетические процессы протекали весьма активно, — нижняя половина баксанских слоев, содержащая железорудные горизонты.

Аутигенными являются железистые хлориты из оолитов хорошей сохранности, образующих редкие и маломощные (0,1—0,2 м) пластики, в отличие от оолитов гидротермического состава, явно принесенных из района Малкинского массива. Очевидно, не только хлорит, образующий оолиты, является диагенетическим, но и часть хлорита из аргиллитов, особенно на интервалах, обогащенных Fe. Вместе с тем присутствие в породе в составе алевритовой примеси зерен хлорита и гидрослюда свидетельствует в пользу того, что и в составе тонкой фракции существенную роль играл аллотигенный материал.

Подтверждением тому, что поставка материала с суши являлась главным по объему фактором в формировании глинистых толщ, свидетельствуют и изменения, претерпевающие слюдяные минералы. Так, в джигатской свите преобладает гидрослюда 1Md (и 1M), при переходе же к отложениям джорской свиты появляется существенная примесь политипной модификации 2M₁. Это обстоятельство следует связывать с некоторой перестройкой в источниках поставки материала на севере, а также с появлением в байосе дополнительных источников на юге в результате размыва пород Кавказского острова. На появление новых источников материала указывают также данные по анализу минерального состава тяжелых фракций песчано-алевритовых пород [3]: в тоаре — аалене распространена сфен-рутил-турмалин-циркон-хлоритовая (хлорит в аалене) ассоциация, в байосе ассоциация несколько меняется и становится циркон-хлорит-биотит-гранатовой.

В пределах области денудации в юрское время были развиты преимущественно породы фундамента — кристаллические сланцы, гранитоиды и др., а также континентальные образования предъюрского и раннеюрского времени, представленные терригенными и вулканогенными породами. Учитывая слабое развитие в районе континентальных отложений, следует полагать, что они (и в особенности верхнеплинсбахские и нижнетоарские отложения) к началу тоарской трансгрессии были в основном размывы и удельный вес пород доюрского фундамента в поставке материала существенно увеличился.

Для метаморфизованных доюрских пород характерно развитие слюд политипной модификации 2M₁. Аналогичные слюды как раз и отмечаются в хумаринских аргиллитах, накопившихся в континентальных водоемах. Однако в морских тоар-ааленских отложениях преобладает слюда 1Md, а в байосских она присутствует в сопоставимых со слюдой 2M₁ количествах. Некоторая часть слюды 1Md могла сформироваться за счет переработки материала вулканогенной толщи (шоанская свита, верхний плинсбах) путем последовательного образования монтмориллонит — смешанослойной минерал — гидрослюда. Однако основная масса глинистых минералов возникла в результате переработки разрушавшегося доюрского фундамента.

Для того чтобы оценить в реальных геологических условиях возможность переработки материала, содержащего в исходном состоянии слюду 2M₁, нами исследована взвесь из горной реки, дренирующей область развития аспидных сланцев, в составе которых присутствует только слюда 2M₁ и хлорит [7]. Объектом исследования был выбран один из истоков р. Аварское Койсу в Дагестане — р. Сара-ор длиной около 8 км. В верхней части река течет по коренным породам, в средней и нижней частях — по аллювию, ширина реки в нижнем течении 5—8 м. Взвесь была собрана вблизи от устья реки в последождевой период. Проведенное рентгенографическое и электронографическое изучение глинистой фракции показало, что в ее составе помимо хлорита и слюды 2M₁, характерных для коренных пород водосбора, присутствует примесь слюдистого минерала 1Md и каолинита. Эти компоненты взвеси образовались в процессе разрушения коренных пород, переноса материала рекой, отложения в аллювии и его перемыва, а также в развитой на аллювии

и склонах почве. В данном случае нас интересует не динамика преобразования или новообразования глинистых минералов, а конечный итоговый состав сносимой взвеси. При этом следует учитывать, что в бассейне реки развит резко расчлененный альпинотипный рельеф и реке присущ ярко выраженный горный характер, т. е. процессы денудации происходят высокими темпами. Таким образом, образование новых компонентов в размываемом материале происходило довольно быстро.

Сравнительная быстрота (в геологическом смысле) появления гидрослюда $1Md$ на современном этапе говорит в пользу того, что в юрское время в водоем попадала по крайней мере смесь слюд $1Md$ и $2M_1$. Однако накопление материала на шельфе, его неоднократный переыв и переотложение приводили к тому, что на некоторых интервалах (джигатская свита) гидрослюда $1Md$ получила преимущественное распространение.

В Кыртыкской впадине, отложения которой характеризуют условия седиментации в пределах северного склона геосинклинального прогиба, в плинсбахское и тоарское время осуществлялось стабильное морское (за исключением базального горизонта) осадконакопление, в то время как восточная часть Лабино-Малкинской зоны до раннетоарского времени (включительно) оставалась приподнятой и поставляла материал в водоем. Видимо, в связи с этим нижняя часть разреза Кыртыкской впадины несет наиболее выраженные черты переотложения продуктов континентальных накоплений (линзы конгломератов, многочисленные отпечатки листьев и стеблей наземных растений и др.). Прежде всего именно с этой толщей связана гидрослюда-каолининовая ассоциация. Причем в отличие от хумаринских аргиллитов, в которых содержится слюда $2M_1$, здесь развита гидрослюда $1Md$ и $2M_1$, количество разбухающих слоев достигает 20%, т. е. в процессе переыва и переотложения материала суши появлялось значительное количество гидрослюда $1Md$, происходила деградация слюд, увеличивалось содержание разбухающих слоев в них.

В верхней — тоарской части разреза Кыртыкской толщи развита гидрослюда-хлоритовая ассоциация, но на некоторых интервалах хлорит вытесняется каолинитом. Причем эта смена происходит без видимых литологических изменений. Такие вариации в распределении минералов могут быть связаны с вовлечением в размыв разных источников материала на северной суше, переывом и переотложением прибрежных осадков шельфа, а также, возможно, с эпизодическим сносом материала с островов, появившихся в районе Тырнауз-Пшекишской зоны. Таким образом, сравнивая разрез Кыртыкской впадины и соответствующую по возрасту часть разреза Лабино-Малкинской зоны, видим сходные черты в распределении ассоциаций глинистых минералов: обогащенность каолинитом низов толщи и появление в более высоких горизонтах хлорита, присутствие в морских отложениях гидрослюд $1Md$ и $2M_1$ с содержанием разбухающих пакетов 15—20%. Все эти особенности минерального состава и распределения глинистого материала следует учитывать при рассмотрении условий образования и преобразования глинистых компонентов мукуланской свиты.

Породы этой свиты на постдиагенетическом этапе подвергались существенной переработке, в результате чего их изначальный состав заметно изменился. Для того чтобы определить характер и направленность этих изменений следует оценить возможный первичный состав отложений.

Поскольку разрез этой свиты находится между двумя другими изученными разрезами и имеет с ними общие черты строения, у нас есть все основания предполагать, что первоначально минеральные составы глинистых отложений, слагающих разрез мукуланской свиты (Тырнауз-Пшекишская шовная зона) и смежные ему в Лабино-Малкинской зоне и Кыртыкской впадине, были тождественны.

Глубина, на которую погружались отложения всех трех разрезов, примерно одинакова — приблизительно 2 км. Вместе с тем степень из-

менности отложений весьма различна. Сравнительно более высокая дислоцированность слоев мукуланской свиты связана с мобильностью этой зоны — с подвижками по крупным разломам, вызывавшими появление более мелких разрывов и локальное смятие слоев. Однако породы не были подвержены воздействию интенсивных стрессовых нагрузок — здесь нет развитого кливажа. Можно считать, что фактор давления не играл существенной роли в процессе преобразования мукуланских пород.

Другим фактором, способным вызывать интенсивные изменения пород, является температура. Действительно, носители тепла — разнообразные интрузивные тела различной морфологии и состава широко развиты в этом районе в пределах Тырнауз-Пшекишской шовной зоны. Мукуланские же отложения в восточной части занимаемой ими территории контактируют с крупной интрузией эльджуртинских гранитов. Как показывают данные разведочного бурения [17], этот массив на глубине простирается на запад, т. е. он должен был оказывать тепловое воздействие на породы мукуланской свиты. Другие интрузивные тела, непосредственно не секущие глинистые сланцы, видимо, также являлись активными теплоносителями, создавая в этом районе значительный тепловой поток.

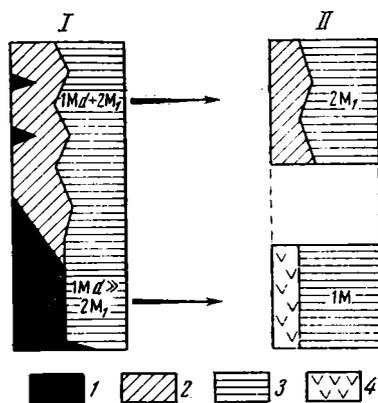
Оценить направленность происшедших в породах мукуланской свиты изменений позволяет сравнение состава ее глинистых пород с отложениями смежных разрезов (фиг. 8). Так, видно, что для нижних частей разрезов ассоциация каолинит (основная фаза) — гидрослюда в Кыртыкской впадине сменяется ассоциацией диоктаэдрическая слюда $1M$ с равновероятным распределением октаэдрических катионов — андалузит. Прежде всего обращает

на себя внимание близость химических составов таких минералов, как каолинит $Si_2Al_2O_5(OH)_4$ и андалузит Al_2SiO_5 . Учитывая сравнительно невысокую устойчивость каолинита к возрастанию $P-T$ -параметров, можно достаточно уверенно говорить о том, что в условиях увеличивающейся температур разрушение каолинита обусловило появление компонентов, которые кристаллизовались в виде более высокотемпературного минерала. Причем то обстоятельство, что этот процесс, видимо, происходил на глубине не более 2 км, а температура была ниже $500^\circ C$, обусловило возникновение из трех возможных полиморфных модификаций системы Al_2SiO_5 — андалузита (вместо дистена — высокотемпературный).

Смена минерала группы слоистых силикатов на минерал из островных силикатов свидетельствует о формировании андалузита путем синтеза.

Андалузит — типичный минерал фаций контактового и регионального метаморфизма, и он действительно отмечается в роговиках тырнаузских интрузий. Однако рассматриваемые нами андалузитовые сланцы находятся вне зоны ороговикования пород. Эти сланцы имеют облик как бы испытавших переработку в условиях позднего катагенеза — метагенеза: в них еще сохраняются некоторые осадочные текстуры, породы раскалываются по направлениям, совпадающим или близким к слоистости.

При рассмотрении вопроса об образовании слюды следует учитывать, что первоначально в отложениях помимо каолинита присутствовала смесь гидрослюда $1Md \gg 2M_1$, содержащей до 20% разбухающих слоев.



Фиг. 8. Схема распределения глинистых минералов в нижнеюрских породах Лабино-Малкинской зоны и Кыртыкской впадины (I) и мукуланской свиты Тырнауз-Пшекишской зоны (II)
1 — каолинит; 2 — хлорит; 3 — слюдистые минералы; 4 — андалузит

В результате происшедших преобразований возникла слюда 1М с равновероятным распределением октаэдрических катионов по доступным позициям в ее 2:1 слоях. Нам представляется наиболее вероятным предположение о новообразованном характере слюды этого типа. Отметим, что существование подобной слюды, как нам известно, не описано в литературе. В некоторых экспериментах осуществлялся синтез мусковита по каолиниту, в результате которого образовывалась только слюда 1М [10]. Однако авторы не приводили данных о катионном распределении в структуре синтезированных слюд.

Литологически верхняя часть мукуланской свиты не несет следов переотложения континентальных отложений. По своему облику это морская толща. Здесь распространена слюда 2М₁ — хлоритовая ассоциация. В то же время в разновозрастных отложениях Кыртыкской впадины развита в основном гидрослюда 1М_d—2М₁ — хлоритовая ассоциация, в подчиненном количестве находится каолинит (см. фиг. 6, обр. 879).

Таким образом, в верхней части мукуланской свиты в слюдистых минералах исчезают разбухающие слои, смесь политипных модификаций 1М_d и 2М₁ сменяется только слюдой 2М₁, помимо железисто-магнезического хлорита появляется его высокожелезистая разновидность. О том, что эта часть толщи также подвергалась интенсивному температурному воздействию, свидетельствует появление локальных зон ороговикования, развитых в основном у края полосы распространения пород свиты.

Одним из возможных объяснений характера процессов, протекавших в рассматриваемых отложениях, могут быть предложены результаты экспериментальных исследований. Так, в работе [12] экспериментально показана принципиальная возможность политипного превращения мусковита 1М в 2М₁ при повышенных температурах. Авторы исследования представляют процесс перехода как развитие двух последовательных реакций — растворения и кристаллизации.

Таким образом, в разных частях мукуланской свиты мы видим различные минеральные ассоциации. Рассматривая возможные условия их формирования следует отметить три обстоятельства. Во-первых, достаточно очевидна ведущая роль температурного фактора в преобразовании пород, поскольку смежные разрезы, опускавшиеся на аналогичные глубины и испытывавшие те же нагрузки геостатического давления, характеризуются иными особенностями глинистых минералов; несмотря на дислоцированность толщи, следов существенного проявления бокового стресса породы также не несут. Во-вторых, поскольку полоса отложений свиты протягивается почти на 4 км, степень температурной проработки толщи, а также вероятное воздействие на нее флюидов и газовых эманацій в разных частях были неодинаковы. Эти различия, возможно, до некоторой степени повлияли на специфику минералообразования. В-третьих, ведущим фактором, определившим появление в результате температурных метаморфогенных процессов разных минеральных ассоциаций в мукуланской толще, явился первичный состав отложений, сформированный на стадиях седименто- и диагенеза.

Установление времени преобразований пород мукуланской свиты зависит от того, что являлось основным теплоносителем. Так, возраст биотитовых гранитоидов Эльджуртинского массива оценивается в 2 [5] или 3,31 млн. лет [1]. Более древний возраст имеют лейкократовые граниты — около 20 млн. лет. Формирование оруденения Тырнаузского времени (не менее 20 млн. лет [1]). Все процессы рудо- или гранитообразования сопровождалось повышенным тепловым потоком и, очевидно, внесли свою лепту в метаморфизм мукуланской толщи. Причем существенно сузить этот временной интервал вряд ли можно. Дело в том, что сравнительно молодой возраст эльджуртинских гранитов определен по уже окончательно сформированному его телу. Однако период становления гранитных массивов, по некоторым данным, достигает нескольких (5—10) миллионов лет [8]. Нам представляется, что основные преобразования песчано-глинистые толщи испытали именно на таком «предва-

рительном» этапе — до образования гранитной интрузии. В пользу этого свидетельствуют также данные ряда исследователей, указывающие на то, что зоны ороговикования пород, пространственно тяготеющие к эльджуртинскому массиву, образовались еще до внедрения гранитной магмы [11, 13, 19]. Формирование в мукуланских сланцах новых ассоциаций глинистых минералов и андалузитовой минерализации (за пределами роговиков), а соответственно время воздействия на породы повышенных температур было достаточно длительным процессом, о чем, в частности, свидетельствует появление хорошо выраженных и относительно крупных (5—8 мм) игольчатых кристаллов андалузита.

Выяснение особенностей влияния температурного фактора на преобразование глинистых пород позволяет установить специфику протекания ката- и метагенетических процессов в районах с разными режимами теплового потока. Использование результатов исследования в тесном взаимодействии с методами фациального анализа дает возможность подойти к палеолитогеохимическим реконструкциям глубоко измененных глинисто-сланцевых пород как Кавказа, так и других регионов.

Литература

1. Багдасарян Г. П., Ляхович В. В. Новые данные по абсолютному возрасту горных пород Тырнауза//Геология руд. месторождений. 1981. Т. 23. № 4. С. 97—102.
2. Безносов Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа//Материалы по геологии газосных районов СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 109—191.
3. Безбородов Р. С. Литология верхнеюрских и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности//Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 107—254.
4. Богатырев Б. А., Делицын И. С. Предтоарский латеритный профиль выветривания на плато Бечасын (Северный Кавказ)//Кора выветривания. Вып. 16. М.: Наука, 1978. С. 161—171.
5. Борсук А. М., Аракелянц М. М., Шанин Л. Л. Этапы кайнозойского магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 135—138.
6. Гаврилов Ю. О., Лубченко И. Ю. К геохимии нижне- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 89—110.
7. Гаврилов Ю. О., Ципурский С. И. Глинистые минералы нижне- и среднеюрских отложений Западного Дагестана//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 1. С. 105—121.
8. Загрузина И. А. Продолжительность формирования мезозойских гранитоидных комплексов в Тихоокеанском обрамлении//Тр. Сев.-Вост. комплексного ин-та ДВНЦ АН СССР. 1975. Вып. 68. С. 51—56.
9. Ковалев В. А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 227 с.
10. Котов Н. В., Соболева С. В., Гойло Э. А. и др. Структурная преемственность при слюдообразовании по каолиновым минералам в гидротермальных условиях//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 68—80.
11. Курдюков А. А. О температуре формирования эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ)//Геология руд. месторождений. 1973. № 2. С. 79—89.
12. Мухамет-Галеев А. П., Покровский В. А., Зотов А. В. и др. Кинетика и механизм кристаллизации гидротермального мусковита $2M_1$ (экспериментальное исследование)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 10. С. 63—75.
13. Наумов В. Б., Учайейшвили Н. Е. Термометрическое исследование включений в минералах магматических пород Тырнаузского района (Северный Кавказ)//Геохимия. 1977. № 4. С. 525—531.
14. Омеляненко Б. И., Воловикова И. М., Дриц В. А. и др. О содержании понятия серицит//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69—87.
15. Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития//Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154—207.
16. Панов Д. И., Бызова С. А., Снежко Е. А. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа//Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 4. С. 35—47.
17. Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
18. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Фашии и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба//Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 48—75.

19. Хитаров Н. И., Сеноеров Э. Э., Бычков А. М. и др. Особенности условий становления эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 120 с.
20. Ципурский С. И., Дриц В. А. Особенности распределения октаэдрических катионов в 2:1 слоях диоктаэдрических смектитов//Минерал. журн. 1985. Т. 6. № 1. С. 3—16.
21. Ципурский С. И., Ломова О. С. «К»-ректорит из мугаджарского офиолитового комплекса (Матер. Всесоюз. совещ. РМС-Х). Тбилиси: КИМС, 1986. 176 с.
22. Hayes J. B. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks//Clays and Clay minerals. 1970. V. 18. N 5. P. 285—306.
23. Tshipursky S. I., Kameneva M. Yu., Drits V. A. Structural transformations of Fe-containing 2:1 dioctahedral phyllosilicates in the course of dehydration//Proc. 5-th European clay groups. Praha, 1983. P. 569—577.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
25.II.1987

УДК 553.64(575.1)

**ГИПЕРГЕННЫЕ ФОСФОРИТОВЫЕ РУДЫ В ГОРАХ БУКАНТАУ
(СЕВЕРНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)***МИХАЙЛОВ Б. М., НИКОЛАЕВ В. А.*

В статье охарактеризованы гипергенные фосфориты и фосфатоносные породы, впервые обнаруженные автором в горах Букантау (Северные Кызылкумы). Показана близость их состава, степени рудоносности и генезиса с месторождениями фосфоритов Каратау.

После открытия в 1936 г. обширного фосфоритоносного бассейна в нижнем палеозое Малого Каратау (Южный Казахстан) некоторые исследователи обратили внимание на возможность обнаружения подобных месторождений в соседних районах, где известны аналогичные образования. Прежде всего к перспективным на поиски нижнепалеозойских фосфоритов была отнесена черносланцевая существенно кремнистая с прослоями карбонатных и алюмосиликатных пород формация нижнего палеозоя, развитая в Нуратинских горах и на палеозойских возвышенностях Кызылкумов [10, 16].

Обширные геологические исследования, начатые в Кызылкумах во второй половине 50-х годов и увенчавшиеся открытием ряда полезных ископаемых, внесли много нового в стратиграфию, литологию и палеогеографию черносланцевых отложений. Среди них установлены не одна, а по крайней мере две разновозрастные толщи, повсеместно разделенные между собой карбонатными, хорошо датированными остатками фауны, девонскими и нижнекаменноугольными (C_1v) отложениями.

Среди черносланцевых толщ, залегающих ниже карбонатных пород девона, в настоящее время большинство исследователей выделяют ауминзатаускую (PR_{1-2}), тасказганскую (PR_3) и бесапанскую ($S-D_1$) свиты [17]. На известняках визе залегает также черносланцевая карашахская свита среднего карбона, сложенная углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами с линзами и прослоями карбонатных пород.

В процессе как попутных, так и специализированных на фосфориты исследований черносланцевых толщ в различных районах Кызылкумов в 50—70-х годах были обнаружены прослои, обогащенные фосфором [18—20]. Многие из этих находок расположены в хр. Букантау (Северные Кызылкумы) [1]. Все они здесь приурочены к черносланцевым толщам, возраст которых до сих пор определенно не установлен и колеблется в пределах от венда до среднего карбона включительно [17]. Наиболее полная характеристика фосфоритовых проявлений Букантау дана в работах [9] и др. В. Я. Ильяшенко в районе родника (ныне колодца) Ирлир на протяжении 11 км проследил толщу мощностью до 150 м, представленную переслаиванием доломитов, кремнисто-карбонатных и углеродисто-карбонатных сланцев. Содержание P_2O_5 в доломитах с включениями кремней достигает 6%, в углеродисто-кремнистых сланцах — 7%, а в кремнисто-карбонатных породах колеблется в пределах 1,89—11,08%. Первоначально возраст этой толщи им был определен как намюрский, но в настоящее время большинство исследователей склонно относить это фосфоритопроявление к венду.

Ряд проявлений фосфатоносных пород известен на западе Букантау в районе горы Чалкаратау к северу от Учкудука. Здесь, по данным В. Я. Ильяшенко, среди отложений кокпатасской свиты среднего карбона встречены два линзовидных прослоя фосфатизованных пород, содержащих от 0,89 до 1,12% P_2O_5 . В этом же районе одна из скважин в интервале глубин от 65,5 до 192,7 м вскрыла четыре прослоя фосфат-

ных пород мощностью от 0,2 до 2,15 м, содержащих от 0,94 до 20,44% P_2O_5 .

Фосфатизация была обнаружена также в центре Букантау в Кокпатасских горах. Здесь в 3 км к западу от колодца Саутбай в углисто-кремнистых сланцах, известняках и доломитах встречены фосфатизованные зоны дробления. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 0,54 до 8,98%.

В непосредственной близости от центральной части кокпатасской антиклинали (в 7 км севернее колодца Кокпатас) фосфатизация была отмечена в основании кокпатасской свиты среди окремненных доломитов с прослоями кремнистых пород. Содержание P_2O_5 здесь достигает местами 10,23% при мощности фосфатоносных пород до 51 м. В зоне выветривания этих пород А. К. Касымовым были обнаружены вторичные минералы фосфора [11].

Экспедиция «Химгеолнеруд» Мингео УзССР в конце 60-х — начале 70-х годов детально обследовала выходы фосфатоносных черносланцевых толщ, но, не найдя ни одного перспективного рудопроявления, дала отрицательное заключение о фосфатоносности палеозоя Кызылкумов, и поиски фосфоритов здесь были прекращены.

Потере интереса к поискам фосфоритов в черносланцевых толщах Кызылкумов также способствовало обнаружение в конце 60-х годов зернистых фосфоритов среди эоценовых морских отложений, обрамляющих горы Тамдытау [3, 8].

Что касается возможности обнаружения в Кызылкумах месторождений вторичных фосфоритов (метасоматических и карстовых) типа известных в СССР в Алтае-Саянском регионе, в Восточном Саяне, на Енисейском кряже либо за рубежом (в Теннесси и Флориде) [4—6, 12, 13], то такие вопросы даже не обсуждались. Более того, наоборот, Н. С. Рахимова [18] отмечала, что в горах Букантау при выветривании и выщелачивании фосфаритоносных отложений содержание P_2O_5 в них резко уменьшается. Поэтому «при наличии мощной коры выветривания нельзя ограничиваться исследованием только поверхностных зон, а следует ориентироваться на данные изучения пород на глубине» [18, с. 144]. Имеющийся в литературе материал не позволяет нам согласиться с этим мнением.

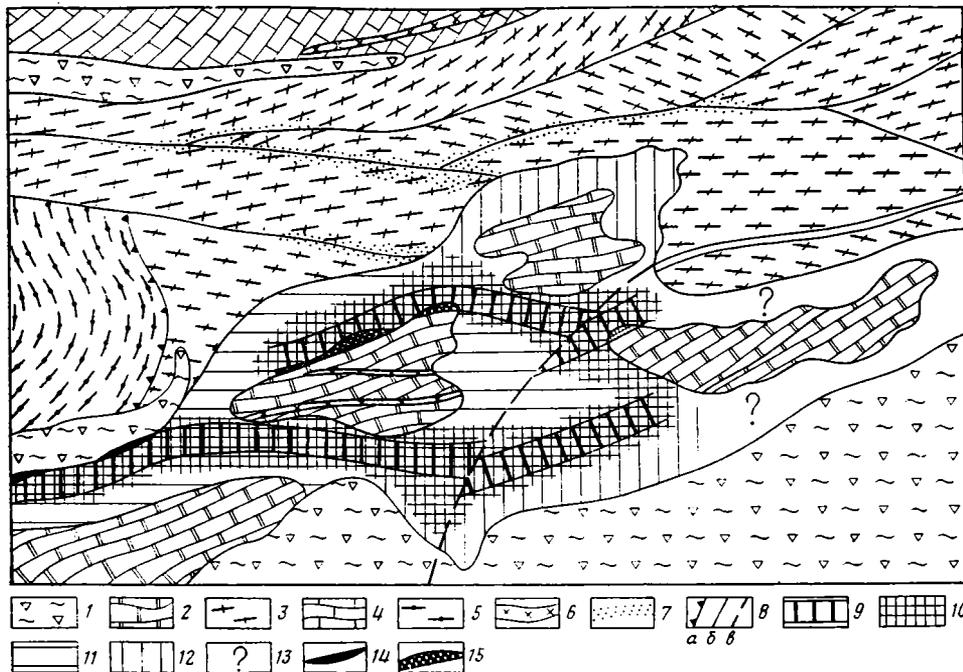
Гипергенные (вторичные) фосфориты (метасоматические и карстовые) известны в соседних с Кызылкумами районах Ферганской впадины и Малого Каратау.

В. С. Бойко и др. [2], изучая вторичные фосфориты Ферганы, связанные с докембрийскими фосфатоносными породами, считают, что в коре выветривания образуется силицитово-фосфатная брекчия мощностью, достигающей иногда 30 м, со средним содержанием P_2O_5 до 15%. Эта брекчия сложена остроугольными обломками фосфатоносных литов размером от долей миллиметра до 0,5 м, сцементированных светло-серым пелитоморфным фосфатом.

В Малом Каратау непосредственно на фосфоритовых месторождениях широко проявлены процессы карстообразования, в контакте протерозойских доломитов и кремнистых фосфоритов. Депрессии глубиной до 10—20 м рельефно выделяются в стенках карьера Жанатас. Они заполнены рыхлыми глинистыми или плотными фарфоровидными образованиями желтовато-белого цвета, содержащими P_2O_5 в количестве 30—40% [7].

В процессе полевых работ 1984—1986 гг. по изучению рудоносной коры выветривания и элювиально-карстовых россыпей ультратяжелых минералов нами в горах Кокпатас (южные склоны хр. Букантау) впервые были обнаружены фосфоритовые руды высокого качества, принципиально иного возраста и генезиса по сравнению с ранее известными здесь (фиг. 1) [14, 15].

Район перспективного рудопроявления, названного «Карстовым», представляет собой крупную брахиантиклиналь, осложненную тектоническими нарушениями разного порядка. Ядро брахиантиклинали сло-



Фиг. 1. Геологическая схема фосфоритового рудопоя Карстовое (масштаб 1 : 2 000)

1 — пролювиальные отложения (Q_4); 2 — углеродисто-кремнистые сланцы (C_2); 3 — доломиты, известняки карашахской свиты (C_2); 4 — известняки джускудукской свиты (C_1V); 5 — кремнистые сланцы кокпатасской свиты (PR_3); 6 — дайки среднего и основного состава (PZ_3); 7 — зоны интенсивного метасоматоза; 8 — тектонические нарушения (а — надвиг, б — разлом, в — предполагаемый разлом); 9 — предполагаемые зоны распространения первичных фосфоритов в карашахской свите; 10—13 — палеоген-неогеновые фосфатонесные элювиально-карстовые отложения с содержанием P_2O_5 , %: 10 — >20; 11—10—20; 12 — <10; 13 — опробование не производилось; 14, 15 — выходы на поверхность метасоматически измененных фосфоритов (14 — кремнисто-глинистых, 15 — доломитово-известковистых)

жено известняками визейского возраста (джускудукская свита C_1v_3dk), крылья — мощной, фаунистически не охарактеризованной толщей слабометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород карашахской свиты, условно относимой к среднему карбону.

Отложения джускудукской свиты представляют собой серые, светло-серые массивные известняки с прослоями детритусовых карбонатных пород. В кровле этой толщи породы обогащены глинистым материалом. На границе детритусовых и массивных известняков в западной части карбонатного ядра брахиантиклинали прослежен маломощный (до 3 м) прерывистый горизонт бокситов. Последние образуют раздробленные мелкие тела линзовидной формы и, по-видимому, выполняют цепочку карстовых депрессий вдоль зон трещиноватости пород. Возраст известняков по многочисленным остаткам фауны (брахиопод, кораллов, фораминифер и др.) определен как поздневизейский [17]. Мощность свиты превышает 300 м.

Карашахская свита (т. е. черносланцевая толща, залегающая на карбонатных породах C_1v) представлена переслаиванием вулканогенных (диабазов, порфиритов, туфобрекчий и лавобрекчий) и терригенных (гравелитов, углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев и песчаников) пород, которые находятся примерно в равных соотношениях. В кровле этих слоев иногда встречаются линзовидные прослои карбонатных пород мощностью до 40 м. Мощность свиты достигает 750 м.

Интрузивные образования в районе широко распространены и условно относятся к трем разновозрастным группам. К наиболее ранней из них принадлежат ультраосновные, основные и кислые изверженные

породы, которые наравне с вмещающей толщей претерпели региональный метаморфизм. Вторая группа интрузивных образований представлена гранитоидами, слагающими крупный Кокпатасский массив, и связанными с ними дайками аплитов и пегматитов.

Наиболее молодую группу интрузивных образований представляют дайки среднего и субщелочного состава: диориты, керсантиты, диоритовые порфириты, сиенит-порфиры. Вероятно, синхронны этим дайкам зоны интенсивного метасоматического преобразования углеродистых сланцев, содержащие богатую пирит-аргентопиритовую минерализацию.

На обширных площадях палеозойских пород развита кора выветривания мощностью от первых до десятков метров. Выветренные породы местами перекрываются слабо сцементированными конгломератами верхнего мела (?).

Все задокументированные нами выходы фосфоритовых руд так или иначе тяготеют к зоне контакта карбонатных пород и сланцев карашакской свиты. Карбонатные породы (преимущественно доломиты и доломитовые известняки) в пределах исследованного участка общей площадью около 0,2 км² образуют изолированные выходы линзовидной формы длиной до 100—200 м. Возможно, эти карбонатные тела представляют собой органогенные постройки, существовавшие в шельфовой зоне среднекарбового моря.

На сланцах развит гидрогетит-гидрослюдисто-каолиновый профиль выветривания, в настоящее время в условиях жаркого сухого климата осложненный мощной карбонатно-гипсовой наложенной минерализацией. По карбонатным породам в зоне контакта со сланцами формируются карстовые котловины, заполненные как остаточными продуктами элювия терригенных пород, так и аккумулятивными продуктами выщелачивания карбонатов. Именно в карстовых формах рельефа сосредоточена основная масса фосфоритовых руд.

Все обнаруженные нами фосфоритовые породы могут быть объединены в пять групп, резко различных между собой по составу, структуре и генезису (табл. 1).

1. *Метасоматические доломито-известковистые фосфориты с узорчатой текстурой.*

2. *Метасоматические кремнисто-глинистые фосфориты с мелкозернистой текстурой.*

3. *Карстовые фосфоритоносные плотные брекчии.*

4. *Карстовые фосфоритовые стяжения и желваки с брекчиевой текстурой.*

5. *Карстовые фосфоритоносные глинисто-алевроитовые огипсованные рыхлые отложения.*

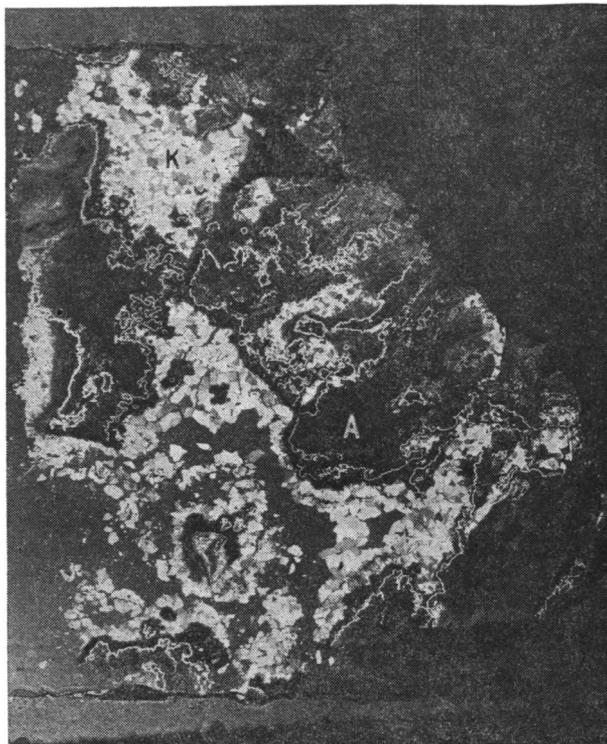
1. *Метасоматические доломитово-известковистые фосфориты с узорчатой текстурой* (фиг. 2) характеризуются наличием различающихся по цвету полос и разнообразных стяжений, которые располагаются субпараллельно падению пластовой залежи и отражают, по-видимому, течение инфильтрационных фосфатных растворов. Первичный облик породы затушеван, лишь в шлифах встречаются обломки первичных мелкозернистых доломитов, сцементированных тонкозернистым фосфоритом. Стенки микротрещин и пустот в этих породах выполнены радиальнолучистым мелкокристаллическим фторапатитом и заполнены крупнокристаллическим, вторичным по отношению к фосфориту доломитом и кальцитом. Содержание P₂O₅ от 14,98 до 15,22%. Отсутствие силикатного обломочного материала, а также отдельные реликты первичных пород позволяют предполагать, что фосфориты такого типа могли образоваться в результате перераспределения фосфата в первично доломитово-известковистых фосфоритах.

2. *Метасоматические кремнисто-глинистые фосфориты с мелкозернистой текстурой* — крепкие, но кавернозные породы коричневого цвета с натеками и тонкими прослоями светло-желтого цвета. Текстура пород — псаммитовая, участками брекчиевая. В шлифах кремнисто-глинистые:

Химический состав фосфоритов и фосфоритоносных пород рудопроявления Карстовое

Таблица 1

Номер группы	Номер образца	Порода	Минеральный состав, %	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	∑ Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	П.п.п.	H ₂ O-	H ₂ O+	F	Cl	Элементы-примеси, г/т		
															As	Sb	Zn
1	56-5	Метасоматические доломитово-известковистые фосфориты с узорчатой текстурой	Фтор-карбонат-апатит 36, доломит 18, кальцит 24, гипс 7, остальные: гематит, кварц	15,22	2,00	0,25	5,17	3,84	40,10	23,71	1,00	1,50	1,87	0,20	1000	500	2000
	59-5			14,98	He опр.	0,25	5,21	3,92	40,57	24,58	0,38	0,70	1,87	0,26	700	500	700
2	107-6	Метасоматические кремнисто-глинистые фосфориты с мелкозернистой текстурой	Фтор-карбонат-апатит 51, каолинит 16,1, гидромусковит 12, кварц (опал) 11,4, гидрогётит 3,6	22,20	25,98	10,02	3,34	0,29	29,23	5,09	He опр.	He опр.	2,09	0,20	670	He опр.	He опр.
	49-1-85			28,74	He опр.	4,07	4,46	0,08	40,49	3,00	0,40	1,69	2,90	0,55	200	5000	3000
3	38-1-85	Карстовые фосфоритоносные плотные брекчии	Фтор-карбонат-апатит 70, кварц 15—20, каолинит 5—10, остальные: гематит, гётит	28,47	»	2,14	2,84	0,11	43,33	3,23	0,42	1,24	3,08	0,85	300	2000	700
	77-5			38,60	1,25	1,06	2,50	He опр.	51,70	2,09	0,20	He опр.	3,00	0,08	1000	500	2000
4	59-4	Карстовые фосфоритовые стяжения и желваки с брекчиевой текстурой	Фтор-карбонат-апатит 89, остальные: гипс, кальцит, кварц	36,85	He опр.	0,72	0,78	0,06	53,12	2,37	0,41	0,77	3,99	0,55	He опр.	He опр.	He опр.
	49-3-85			4,64	»	1,53	8,20	0,20	29,28	17,50	2,07	13,30	0,63	0,95	200	5000	3000
5	49-4-85	Карстовые фосфоритоносные глинисто-алевритовые огипсованные рыхлые отложения	Кварц 45—50, гипс 15—22, фтор-карбонат-апатит 12—14, каолинит 2—12, гидрогётит 10—12	5,98	»	5,15	9,60	0,34	20,34	11,02	2,35	7,09	0,83	0,50	300	3000	500
	41-4			0,89	»	12,14	6,14	0,51	2,68	6,77	1,01	3,10	0,20	0,04	700	500	700
6	41-4	Глинистый элювий по сланцам	Кварц 57, каолинит 14, гидрослюда 14, гидрогётит 7, остальные: фтор-карбонат-апатит	0,89	»	12,14	6,14	0,51	2,68	6,77	1,01	3,10	0,20	0,04	700	500	700
	108-6			36,84	3,00	0,36	2,00	0,81	52,65	2,41	0,005	He опр.	3,72	0,37	20	He опр.	He опр.
7	108-6	Вторичные фосфориты (месторождение Жанатас) М. Каратау	He опр.	36,84	3,00	0,36	2,00	0,81	52,65	2,41	0,005	He опр.	3,72	0,37	20	He опр.	He опр.



Фиг. 2. Фотография шлифа метасоматически измененного доломитово-известкового фосфорита (николи скрещены, увел. 12,8 раз). А — апатит; К — доломит, кальцит

фосфориты представляют собой тонкозернистые агрегаты вытянутых чешуек гидромусковита и каолинита, погруженных в коллоидный кремнисто-фосфатный цемент. Имеются многочисленные прожилки, выполненные тонкозернистым фосфоритом с оторочками радиально-лучистого мелкокристаллического фторапатита. Содержание P_2O_5 достигает 22,2%. Этот тип фосфоритов, возможно, представляет собой фосфоритовый метасоматит по первичным углеродисто-кремнисто-фосфоритовым сланцам.

3. Карстовые фосфоритоносные плотные брекчии состоят из неокатанных часто координированных обломков кремнистых, реже, глинисто-кремнистых сланцев и кварца различных размеров, сцементированных тонкозернистым фосфатным цементом. Наряду с фосфатным цементом наблюдается значительное содержание мелкого терригенного материала, представленного главным образом кварцем и слюдой. Содержание P_2O_5 в фосфоритоносных брекчиях колеблется в широких пределах в зависимости от состава и соотношения цемента и обломочного материала и иногда достигает 28,47%. Эти образования, очевидно, являются продуктами цементации придонных карстовых брекчий.

4. Карстовые фосфоритовые стяжения и желваки с брекчиевой текстурой размером до 1 м (в среднем 10—20 см). Содержание их в рыхлой глинисто-фосфатной массе иногда достигает 50—70%, в среднем составляет 20—30%. Отличаются они от фосфоритоносных брекчий малым количеством или отсутствием обломочного материала. Форма таких стяжений (желваков) различна — от овальных с бугристыми поверхностями до угловатых обломков неправильной формы. Иногда они образуют почковидные бугры, покрывающие доломитовые фосфориты и фосфоритоносные брекчии. Чаще же всего стяжения и желваки находятся в рыхлой породе, заполняющей карстовые депрессии. Для структуры таких фосфоритов характерно наличие обломков с незначительной примесью терригенного материала в тонкозернистом фосфате,

Таблица 2

Результаты рентгенографического исследования образцов фосфоритов, А

Номер образца	Параметры элементарной ячейки фосфорита		Точность	
	a	c	a	c
49-1-85	9,359	6,890	$\pm 0,003$	$\pm 0,003$
108-6	9,363	6,892	$\pm 0,002$	$\pm 0,002$
59-5	9,356	6,890	$\pm 0,002$	$\pm 0,002$
77-5	9,365	6,890	$\pm 0,002$	$\pm 0,002$
38-1-85	9,358	6,883	$\pm 0,002$	$\pm 0,002$
107-6	9,332	6,892	$\pm 0,002$	$\pm 0,002$

окрашенных в блеклый буровато-оранжевый цвет. Цементируются они белыми корочками колломорфного фосфата, который представляет собой перекристаллизованные радиально-лучистые образования. Удлиненные кристаллы фосфата, слагающие их, ориентированы перпендикулярно к поверхности трещин, каверн, обломков. Содержание P_2O_5 в этих фосфоритах достигает 38,6% (в среднем 36%).

5. Карстовые фосфоритоносные глинисто-алевритовые огипсованные рыхлые отложения являются основным заполнителем рудоносных карстовых депрессий. Содержание P_2O_5 в них колеблется в значительных пределах, достигая местами 5—6%. Состав отложений в основном фосфорит-гидрогетит-гидрослюдисто-каолининовый с наложенной карбонатно-гипсовой минерализацией.

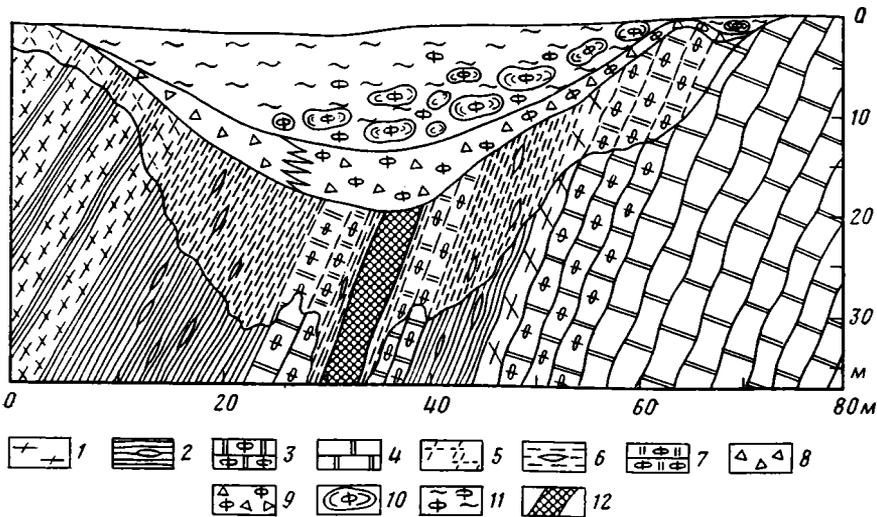
Рентгеновские исследования серии образцов различных типов фосфоритовых руд показали, что среди них преобладают фосфаты группы апатита. Основная масса представлена минералом, отличающимся от фторапатита меньшими значениями параметра *a*, что характерно для франколита (табл. 2).

Обращает внимание повышенное (0,2—0,95%) содержание хлора в гипергенных фосфоритах (см. табл. 1). Было естественно предположить, что поскольку в настоящее время рудопроявление находится в районе с резко аридным пустынным климатом, где обширные площади подвержены поверхностному засолонению, то хлор в фосфоритах должен находиться в составе водно-растворимых солей. Проведенные исследования показали, что содержание водно-растворимого хлора в фосфоритах не превышает 0,005% (т. е. растворимый хлор практически отсутствует). В то же время отсутствует его корреляция с параметром *a* на рентгенограмме (см. табл. 2). Это обстоятельство одновременно с низкими, не свойственными хлорапатиту значениями параметра *a* требует весьма осторожно относиться к предположению о вхождении хлора в решетку апатита. Хотя такой вариант и не исключен.

Более правдоподобно, на наш взгляд, предположить, что хлор все-таки входит в состав гипергенных фосфоритов в форме рентгеноаморфных нерастворимых в воде органоминеральных либо неорганических комплексов. Об этом косвенно может свидетельствовать частое присутствие золота в метасоматических фосфоритах.

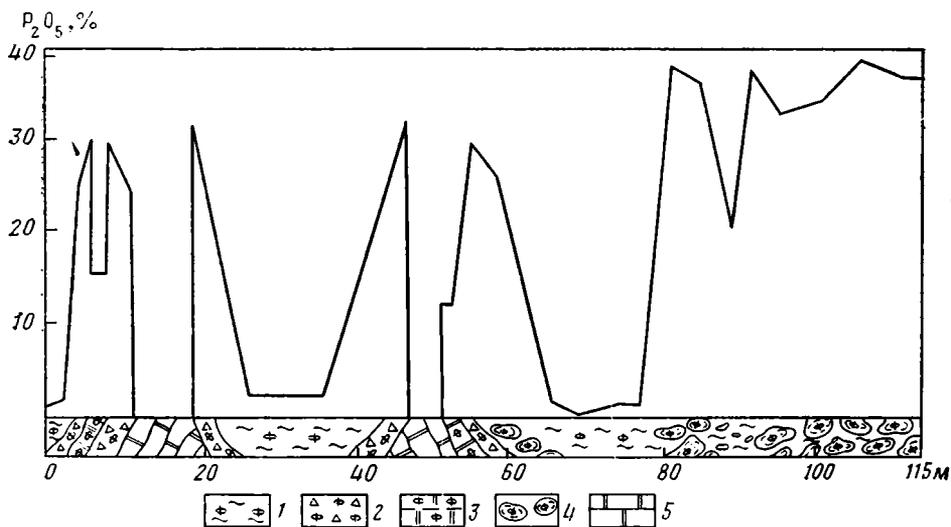
Распределение описанных выше групп фосфоритовых пород по разрезу иллюстрирует фиг. 3. Как следует из приведенного на фиг. 4 предполагаемого разреза, составленного по одной из канав глубиной 1—1,5 м, доломитовые фосфориты тяготеют к контакту углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев с линзами доломитовых известняков в пределах развития пород карашахской свиты (C_2b-m). Затем на них залегают плотные фосфоритоносные брекчии, вероятно, выстилающие днища карстовых депрессий, к сожалению, не вскрытых бурением. Можно предполагать, что мощности фосфоритоносных брекчий к центральным придонным частям депрессий будет возрастать.

Выше по разрезу карстовой депрессии располагается зона фосфоритовых стяжений и желваков, которая перекрывается в приповерхност-



Фиг. 3. Предполагаемый разрез фосфатоносной карстовой депрессии рудопроявления Карстовое

1—7 — породы карашахской свиты (1 — углеродисто-кремнистые сланцы, 2 — углеродисто-глинистые сланцы, часто фосфоритоносные, 3 — доломито-известковые фосфориты, 4 — известковые доломиты, 5 — выветрелые углеродисто-кремнистые сланцы, 6 — выветренные углеродисто-глинистые сланцы, 7 — метасоматические доломито-известковые фосфориты); 8 — карстовая брекчия; 9 — то же фосфоритоносная; 10 — фосфоритовые желваки в карстовых отложениях; 11 — карстовые фосфоритоносные рыхлые отложения; 12 — зона разлома



Фиг. 4. Профиль по одной из канав на рудопроявлении Карстовое

1 — карстовые фосфоритоносные рыхлые отложения; 2 — карстовая фосфатоносная брекчия; 3 — метасоматические доломито-известковые фосфориты; 4 — фосфоритовые желваки в карстовых отложениях; 5 — известковые доломиты карашахской свиты

ных центральных частях рудоносных карстовых депрессий фосфатоносными глинами и алевролитами.

Следует обратить внимание на то, что ломаная прерывистая линия содержаний P_2O_5 по канаве (см. фиг. 4) не отображает действительное положение дел, так как канавой вскрываются отложения, выходящие на поверхность, фосфоритовые же руды, погружаясь на небольшую глубину, вероятно, имеют значительно большие поля распространения.

К сожалению, о глубинном строении карстовых фосфоритоносных депрессий мы располагаем весьма скудными сведениями, поскольку разведка на участке проводилась пневмобурением, а отобранные пробы на фосфор не анализировались. По устным сообщениям работавших здесь специалистов, глубина отдельных карстовых воронок на участке достигала многих десятков метров.

Учитывая столь высокую насыщенность фосфором карстовых образований, трудно представить, что источником рудного вещества могли явиться только слабофосфатоносные прослои среди отложений черносланцевой формации. Сравнивая состав фосфоритоносных карстовых образований района Каратаусских фосфоритовых месторождений и обнаруженных нами на Кокпатасском рудном поле (см. табл. 1), можно прийти к выводу об их тождественности по составу и степени насыщенности высококачественных фосфоритов. Такое заключение позволяет нам высказать предположение о том, что фосфоритоносный карст Кокпатаса формировался на контакте карбонатных и силикатных пород, к которому приурочены пласты древних (среднекаменноугольных) фосфоритовых руд, возможно, имеющих самостоятельное промышленное значение.

Основными локальными критериями поисков месторождений фосфоритов рассматриваемых типов являются: 1) контакт карбонатных и сланцевых пород карашахской свиты; 2) развитие вдоль контакта карстовых форм, выполненных фосфоритоносными отложениями.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

В Кокпатасских горах на южных склонах Букантау впервые для Кызылкумов обнаружены гипергенные (метасоматические и карстовые) фосфориты. Содержание P_2O_5 в фосфоритах колеблется в значительных пределах и часто достигает 39%.

Фосфоритоносный карст и зоны метасоматических фосфоритов приурочены к контакту карбонатных и углеродисто-кремнистых сланцев карашахской свиты среднего карбона. Предполагается, что в зоне контакта под гипергенными фосфоритами может быть обнаружен пласт первичной доломит-фосфоритовой руды, аналогичной по составу соответствующим разновидностям фосфоритовых руд Каратау.

Авторы благодарят И. А. Столярову и Н. Ю. Бунакову за помощь в работе.

Литература

1. Бойко В. С., Фатхуллаев Г. Силурийские фосфориты гор Букантау//Докл. АН УзССР. 1973. № 7. С. 46—48.
2. Бойко В. С., Ильяшенко В. Я., Журавлев Ю. П., Шалунов В. А. О вторичных фосфоритах Южного Тянь-Шаня//Докл. АН УзССР. 1977. № 1. С. 58—59.
3. Бойко В. С. Литология фосфоритоносных отложений среднего эоцена Центральных Кызылкумов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 1980. 20 с.
4. Бушинский Г. И. Карстовые бокситовые и фосфоритовые месторождения и роль карста в боксито- и фосфоритонакоплении//Карст и его народнохозяйственное значение. М.: Наука, 1964. С. 54—64.
5. Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов//Памяти академика А. Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 593—600.
6. Занин Ю. Н., Ощепков Ю. С. Текстуры карстовых фосфоритов Алтае-Саянской области//Бюл. МОИП. Нов. сер. 1967. Т. XXII. Вып. 6. С. 104—114.
7. Занин Ю. Н., Кривоуцкая Л. М., Замайлова А. Г. Высокоглиноземистые минералы в гипергенных фосфоритах месторождения Джанытас бассейна Каратау//Геология и геофизика. 1977. № 9. С. 143—146.
8. Ибайдуллаев Н. О новых типах фосфоритовых проявлений в палеогеновых отложениях Кызылкумов//Узб. геол. журн. 1968. № 3. С. 24—29.
9. Ильяшенко В. Я. Фосфоритоносность осадочных образований центральной части Средней Азии//Тр. ВНИГЕОЛНЕРУД. 1971. № 31. С. 79—88.
10. Копаев В. А., Фатхуллаев Г. Фосфоритоносность палеозоя Средней Азии//Тр. ТашГУ. 1967. Вып. 326. С. 149—153.
11. Касымов А. К. Цириловит из Центрального Кызылкума//Узб. геол. журн. 1966. № 1. С. 26—32.

12. *Красильникова Н. А.* Карстовые фосфориты//Карст и его хозяйственное значение. М.: Наука, 1964. С. 86—87.
13. *Красотов Ю. М.* Континентальные (эпигенетические) фосфориты Енисейского кряжа//Экзогенные полезные ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 68—85.
14. *Михайлов Б. М.* Рудоносные коры выветривания.//Л.: Недра, 1986. 322 с.
15. *Михайлов Б. М., Николаев В. А.* Первая находка карстовых фосфоритов Кызылкумах//Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья (тез. докл.) Челябинск: Уральский дом науч.-техн. информ. 1986. С. 140.
16. *Петров Н. П.* Возможность нахождения фосфоритов в УзССР//Соц. наука и техника. 1938. № 9—10. С. 8—9.
17. *Пятков К. К. и др.* О возрасте, объеме и стратиграфическом положении бесапанской свиты в Центральных Кызылкумах//Вопросы региональной геологии западной части Южного Тянь-Шаня. Ташкент: САИГИМС, 1981. С. 4—11.
18. *Рахимова Н. С.* К фосфоритоносности палеозойских пород Центральных и Юго-Западных Кызылкумов//Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса. Ташкент: Наука, 1964. С. 140—144.
19. *Рахимова Н. С.* О фосфоритоносных фациях в отложениях верхнего силура Центральных и Юго-Западных Кызылкумов//Докл. АН УзССР. 1958. № 11. С. 21—23.
20. *Соколов С. И., Смолин Ю. К., Туранов У. Г.* Некоторые данные о фосфоритоносности палеозойских отложений Западного Узбекистана//Тез. докл. межведом. совещ. «Минерально-сырьевая база фосфоритов, калийных солей и самородной серы Средней Азии». Ташкент, 1973. С. 5—7.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Ленинград

Поступила в редакцию
17.IV.1986

УДК 553.641 (571.5)

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПАТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

КРАСИЛЬНИКОВА И. Г., ПОТАШНИК Б. А., КРАСОТОВ Ю. М.

На основании петрографического и геохимического изучения апатита Селигдарского месторождения по морфолого-генетическим признакам выделено несколько его генераций. Установлено, что одним из критериев для выяснения генезиса апатита могут быть типоморфные его особенности.

Необходимость обеспечения сельского хозяйства Сибири минеральными удобрениями, особенно фосфорсодержащими, остро ставит вопрос поисков и разведки сырья в этом регионе. Особый интерес приобретает изучение апатитоносности Алданского щита, в том числе крупного Селигдарского месторождения апатитовых руд (его запасы оцениваются в 85 млн. т P_2O_5). Геологическое строение месторождения изучалось многими авторами [1—4]. Оно приурочено к Нимгеркано-Тимптонскому блоку и находится на пересечении Томмотской и Юхтинской зон глубинных разломов; локализовано в архейском складчатом фундаменте, в строении которого участвуют метаморфические породы верхнеалданской и федоровской свит иенгской серии.

В плане месторождение имеет форму неправильного прямоугольника, вытянутого в северо-западном направлении. Северо-западный фланг выходит на поверхность, южные участки перекрыты маломощным чехлом венд-нижнекембрийских терригенно-карбонатных отложений и мезозойских пластовых интрузий сиенит-порфиоров.

В разрезе месторождение представляет собой асимметричную воронку с крутым северо-восточным и более пологим юго-западным бортом. На глубину оруденение прослежено до 1600 м без обнаружения выклинивания или обеднения по содержанию P_2O_5 .

На месторождении широко развиты разрывные нарушения, зоны разломов и трещин внутри рудного тела выполняются серпентин-хлоритовыми и кварц-хлорит-серпентин-серицитовыми метасоматитами. Дайки сиенит-порфиоров и шонкинитов развиты как внутри рудного тела, так и за его пределами.

В строении месторождения принимают участие апатитоносные мелкозернистые породы кальцит-доломитового состава с маломощными прослоями и линзами кварц-карбонатных песчаников, алевролитов, пелитоморфных известняков и доломитов. На глубинах более 300 м отмечены линзы и прослои сульфат-карбонатных отложений. Апатитовое оруденение собственно локализовано в существовавших доломитовых мраморовидных породах. Среднее содержание P_2O_5 составляет 6,2%. Вмещающими являются кристаллические сланцы и гнейсы, содержание P_2O_5 в которых составляет 0,21% [2].

Основными породообразующими минералами апатитоносных пород являются доломит, кальцит, кварц, мартит-гематит, апатит, флогопит. В подчиненном количестве присутствуют гидрогетит, гипс, серпентин, тальк, пирротин. В качестве аксессуарных отмечены сфен, циркон, гранат.

Качественный вещественный состав руд довольно стабилен. Однако количественная (минералогическая и особенно текстурно-структурная) характеристика весьма непостоянна и изменчива как по глубине, так и по площади месторождения.

Таблица 1

Средний химический и минеральный состав руд Селигдарского месторождения

Компонент	Содержание, вес. %	Компонент	Содержание, вес. %
P ₂ O ₅	6,2	ΣLn ₂ O ₃	0,2
CaO	10,7	Апатит	14,6
MgO	14,1	Доломит	59,4
CO ₂	30,1	Кальцит	4,5
SiO ₂	13,4	Кварц	13,0
Fe ₂ O ₃	3,5	Мартит	3,2
SrO	0,01		

В целом выделяют два основных природных типа руд — кальцитовый и доломитовый, которые в зависимости от преобладания ряда примесей (в основном кварца и мартита) подразделяются на ряд разновидностей. Изредка встречаются разности существенно апатитового (кварц-апатитового, мартит-апатитового) состава. Средний химический и минеральный состав руд месторождения, рассчитанный по большому числу усредненных проб, приведен в табл. 1. Для руд месторождения характерна массивная или полосчатая текстура с чередованием зон, насыщенных апатитом и мартитом, с безрудными карбонатами.

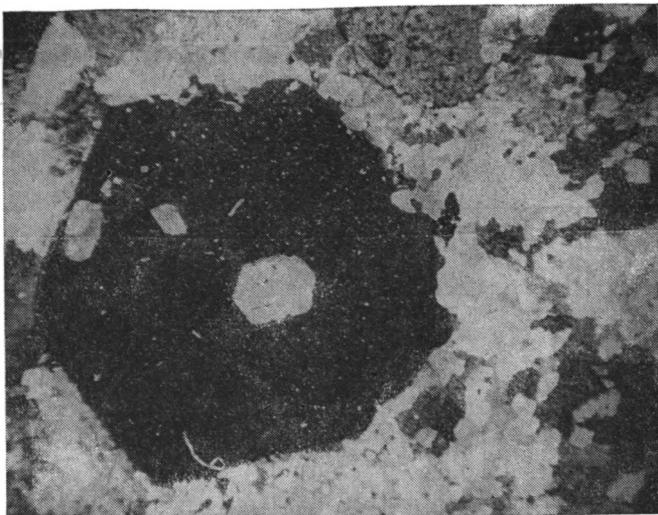
На отдельных участках руды выщелочены и отличаются повышенной кавернозностью. Пустоты выполнены кварцем, гипсом, гематитом, вторичным доломитом. В целом структура пород порфиробластовая. Основная масса мелкосреднезернистая, существенно карбонатного состава. В порфиробластах преимущественно находится апатит, распределение неравномерное, нередко в виде струй, полос. Количество апатита колеблется от 0,3 до 75%, в среднем составляя около 15%. Порфиробласты апатита чаще всего имеют вид правильных призматических кристаллов размером от 1 до 5 см по удлинению с хорошо развитыми гранями призмы (110) и бипирамиды (0111). По морфолого-генетическим признакам можно выделить три основные разновидности.

1. Крупные (1,5—50 мм) дипирамидально-призматические кристаллы сургучно-бурого цвета, обусловленного тонкодисперсными включениями гематита и отчасти мартита, с которыми обнаруживается прямая корреляционная связь. Отмечается хорошая спайность по призме и сильная трещиноватость. Типоморфной особенностью апатита этого типа является его четко выраженный метакристаллический облик, характеризующийся «футлярным» габитусом (фиг. 1), с не вполне четкими, как бы оплавленными кристаллографическими формами, постоянным присутствием внутри кристаллов апатита незаместившегося субстрата, причем нередко ориентация зерен внутри метакристалла повторяет ориентировку зерен во вмещающей массе. Апатит этой разновидности составляет 65—70% общего его количества. Показатели преломления $n_o = 1,637 \pm 0,002$; $n_e = 1,633 \pm 0,002$, $a_o = 9,385 \pm 0,002$ Å; $c_o = 6,833 \pm \pm 0,002$ Å¹.

2. Более мелкие (0,1—1,5 м по длинной оси) дипирамидально-призматические кристаллы от светло-серого до светло-сургучного цвета, с неравномерным распределением тонковкрапленного рудного минерала. Составляет 20—25% общего количества. Показатели преломления $n_o = 1,639 \pm 0,002$; $n_e = 1,633 \pm 0,002$, $a_o = 9,385 \pm 0,002$ Å; $c_o = 6,869 \pm 0,002$ Å.

3. Апатит третьей разновидности представляет собой мелкие и среднекристаллические (0,1—1,0 мм) зерна и агрегаты неправильно-округлой формы зеленовато-серого цвета, либо бесцветные. Показатели преломления $n_o = 1,630 \div 1,635$; $n_e = 1,625 \div 1,635$; $a_o = 9,387 \pm 0,002$ Å; $c_o = 6,870 \pm 0,002$ Å. Он развит в резко подчиненном количестве и составля-

¹ Рентгенографические определения проведены Н. П. Бельской.



Фиг. 1. Включения доломита (светлое) в центральной части метакристалла апатита, николи скрещены, увел. 220

ет не более 5% общего количества апатита. Типоморфной особенностью этой разновидности является отсутствие трещиноватости и микровключений рудных минералов. Это, а также приуроченность к участкам дробления, свидетельствуют об образовании этой разновидности апатита в более поздние стадии и о связи с процессами перекристаллизации.

В верхних частях разреза в протерозойской коре выветривания наблюдается фосфатный минерал, по свойствам близкий к франколиту, который может быть выделен как IV разновидность (генерация) апатита на месторождении. Показатели преломления составляют $\sim 1,615$ — $1,620$.

Химический состав селигдарского апатита (табл. 2) является его важной типоморфной особенностью. Интересно отметить, что по химическому составу (как, впрочем, и по оптическим свойствам и параметрам элементарной ячейки) разновидности апатита довольно близки. Для них характерно присутствие некоторых количеств SiO_2 , CO_2 , Fe_2O_3 , связанное с микромеханической примесью кварца, глинистых минералов, карбонатов и мартита, и пониженное содержание фтора.

Среднее содержание F в минерале составляет 2,52%, величина $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ 0,065 (для сравнения в хибинском фторапатите среднее содержание F составляет 3,2%, а величина $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ — 0,08).

Дефицит фтора в апатите, а также более высокие показатели преломления и значения параметра a_0 по сравнению с фторапатитом (см. табл. 2) позволяют отнести фосфатный минерал Селигдарского месторождения к фторгидроксилапатиту. По результатам пересчетов химических анализов его состав можно выразить формулой $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_{1,4}(\text{OH})_{0,6}$. Кроме того, для него характерно постоянное присутствие сульфатной серы (SO_3 0,3—0,8%) и низкое содержание Sr, в среднем не превышающее 0,1%.

Безусловно, наиболее важной геохимической особенностью описываемого апатита является его обогащенность редкоземельными элементами. И. С. Смирнова определила рентгеноспектральным методом на приборе «Флюоропринт» сумму РЗЭ в апатите, которая составила $\sim 1\%$. Состав редкоземельных элементов и количественное их распределение в апатите Селигдара и Хибин определены В. В. Ермиловым на приборе «Микроскан-5» (табл. 3). Спектр РЗЭ селективно цериевый. По относительному содержанию РЗЭ апатиты близки, но резко отличаются по содержанию стронция.

Вопрос о типе редкоземельной минерализации селигдарских руд длительное время дискутируется в литературе [5—7]. Вообще для каль-

Химический состав и некоторые физико-химические свойства апатитов Селигдарского месторождения

Компонент	Апатит I разновидности	Апатит II разновидности	Апатит из монофракции	Апатит из усредненной пробы	Апатитовая фракция из концентрата	Хибинский апатит [7]
P ₂ O ₅	39,20	39,57	39,38	39,27	39,60	39,40
CaO	52,29	52,93	52,53	51,93	50,70	50,20
F	2,71	2,63	2,73	2,54	2,50	3,20
Fe ₂ O ₃	0,95	0,82	0,96	1,01	0,50	0,40
Al ₂ O ₃	0,54	0,70	0,27	0,12	0,70	1,90
MgO	0,26	0,31	0,39	0,23	0,80	0,50
MnO	0,02	0,01	0,02	He опр.	He опр.	—
SrO	0,1	0,1	0,27	0,1	0,1	2,7
Na ₂ O	0,15	0,30	0,17	He опр.	He опр.	—
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	»	»	—
TiO ₂	0,02	0,02	0,03	»	»	—
SiO ₂	2,01	1,86	1,92	1,92	2,7	—
ΣLn ₂ O ₃	0,9	1,0	0,66	1,0	1,1	1,1
CO ₂	0,94	0,61	0,63	1,20	1,50	—
SO ₃	0,26	0,35	0,24	He опр.	He опр.	—
Cl	0,15	0,02	0,17	»	»	—
—O=F, Cl	-1,20	-1,11	-1,23	-1,06	-1,05	—
Σ	99,32	99,51	100,1	98,26	99,15	—
F/P ₂ O ₅	0,069	0,066	0,069	0,064	0,063	0,081
n ₀	1,637±0,002	1,633±0,002	—	1,636—1,638	—	1,634±0,002
n _e	1,633±0,002	1,633±0,002	—	1,632—1,635	—	1,629±0,002
a ₀ , Å	9,385±0,002	9,385±0,002	—	9,375±0,002	—	9,37

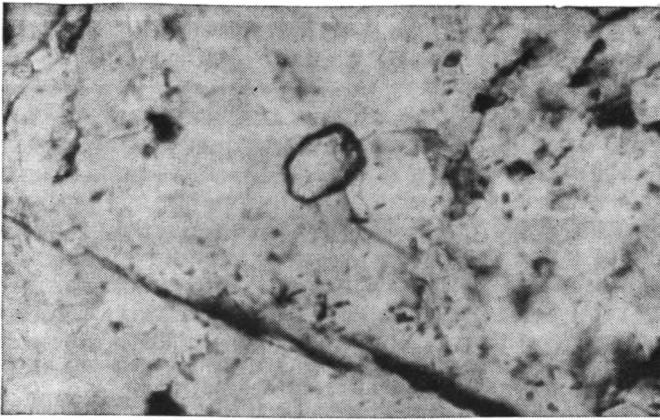
Таблица 3

Состав редкоземельных элементов в селигдарских и хибинских апатитах, вес. %

Месторождение	Sr	Ba	La	Cl	Nd	Sm
Селигдар	0,11	0,02	0,22	0,63	0,32	0,08
Хибинь (Юкспор)	2,12	0,08	0,24	0,31	0,19	0,03

циевых фосфатов характерно широкое развитие изоморфизма, и возможность вхождения Sr и TR в структуру апатита не вызывает сомнения. Однако при проведении тонких минералогических исследований было установлено наличие двух типов редкоземельной минерализации [8]. Около 60% общего количества редких земель и, по-видимому, весь Sr входят в структуру апатита, изоморфно замещая Ca (по аналогии с хибинским апатитом) [9]. Остальная часть участвует в образовании собственных минеральных форм — монацита (Ce, La, I, Th)PO₄ и, возможно, еще некоторых труднодиагностируемых из-за очень малых размеров минералов редкоземельных элементов [7]. Монацит присутствует в виде включений в зернах апатита, микроскопически представляет собой бесцветные зерна близкой к овальной формы, размером 20—30 мкм с ясным двупреломлением и интерференционной окраской до сине-зеленой II порядка (фиг. 2). Возможно, что он больше тяготеет к апатиту I генерации. Монацит хорошо диагностируется рентгенографически в нерастворимых остатках после обработки помолов 3%-ной HCl для удаления фосфатной и карбонатной частей.

Хорошо известно, что типоморфные особенности апатитов являются важным критерием для выявления генезиса месторождений. Однако анализ физико-химических особенностей селигдарского апатита не позволяет дать однозначного ответа на этот вопрос. Дефицит фтора в целом характерен для апатитов карбонатного типа [10], а также для тектонически активных, метаморфически измененных зон осадочных мес-



Фиг. 2. Включения монацита (МО) в апатите (А), николи параллельны, увел. 430

торождений [11]. Однако для апатитов из карбонатитов характерно повышенное содержание SrO (0,2—0,7%), а для апатитов осадочно-метаморфического генезиса, к которым по своим свойствам ближе всего селигдарский апатит, характерно невысокое содержание редкоземельных элементов. На метасоматическую природу апатитовой минерализации указывает ряд фактов, основными из которых следует считать типоморфный облик кристаллов апатита первых двух генераций и особенно характер механических включений в апатите I генерации, захваченных в процессе роста кристаллов и представленных в основном карбонатами и кварцами.

Приуроченность месторождения к зоне разломов и присутствие фосфора во вмещающих породах (вслед за В. Д. Парфеновым и Н. И. Юдиным [2]) позволяет предположить, что скорее всего апатитовая минерализация была связана с мобилизацией рассеянного фосфора из вмещающих пород в процессе гранитизации. При этом карбонатные породы служили своеобразной литологической ловушкой.

Литература

1. Апатитовые породы Селигдара//Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1982. Вып. 498. 213 с.
2. Парфенов В. Д., Юдин Н. И. Метаморфогенная апатитовосность древних толщ Центрального Алдана. М.: Наука, 1982. 129 с.
3. Герасимов Е. К., Гишинская Л. Г., Козлов В. Ф. и др. Особенности вещественного состава апатит-карбонатной толщи Селигдарского месторождения//Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980. С. 29—43.
4. Энтин А. Р., Белоусов В. М., Галкин Г. Ф. и др. Новые данные по геологии Селигдарского апатитового месторождения//Апатиты Алданского щита. Якутск: Изд-во Якутск. фил. СО АН СССР. 1977. С. 5—18.
5. Минеев Д. А., Ильина О. П., Кравченко С. М. и др. О геохимических особенностях апатитовой минерализации селигдарского типа//Экспресс-информация. ВИЭМС. 1978. № 3. С. 8—17.
6. Парфенов В. Д., Сергеев В. М., Черенкова Г. И. Состав и физические свойства метаморфогенных апатитов Центрального Алдана//Экспресс-информация. ВИЭМС. 1978. № 3. С. 18—27.
7. Минеев Д. А., Лосева Т. И., Петунина О. Н. О неизоморфном нахождении редких земель и тория в апатитах Селигдара//Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 5. С. 1237—1245.
8. Бельская Н. П., Красильникова И. Г., Казак В. Г. и др. О редкометалльной минерализации апатитовых руд Селигдарского месторождения//Геология и геофизика. 1982. № 9. С. 59—62.
9. Васильева З. В. Минералогические особенности и химический состав апатита//Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 32—56.
10. Римская-Корсакова О. М. Апатиты Ковдорского массива//Минералогия и геохимия. 1968. № 3. С. 3—9.
11. Ильин А. В., Блисковский В. З., Дейнекина Р. С. и др. Низкокарбонатный фторкарбонатапатит и фторгидроксилapatит — главные минералы хубсугульских фосфоритов//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 144—147.

УДК 553.636(517)

О СОДОВЫХ ОЗЕРАХ МНР

РАСКАЗОВ А. А., АБРАМОВ А. В.

Выявлены (методами кластерного анализа) геохимические типы озер МНР. Показано широкое развитие озер содовой специфики, их распределение по территории МНР, особенности минерализации.

Установлено, что для основных типов озер с содовой минерализацией определяющими факторами формирования их геохимического облика наряду с геологическим строением района, составом пород питающих провинций, режимом и характером подземных вод, составом поверхностных вод и гидрогеологической обстановкой, особенностями климата и др. являются особенности неотектонических движений некоторых регионов, причем состав рапы отдельных высокоминерализованных содовых озер может контролироваться повышенной степенью проницаемости района (на что указывает также специфический состав газов в сопредельных тектонических участках).

Содовая минерализация в озерных водах распространена довольно широко. По данным разных авторов, содовые воды составляют более трети общего объема озерных вод [2, 4, 18]. Однако большая часть их отличается малой концентрацией солей и часто относится к пресным. Особенно широко озерные воды содового характера развиты в МНР и Забайкалье. В МНР на их долю приходится, по-видимому, около половины минерализованных озерных вод этого региона. Большинство крупных озерных водоемов здесь (Убс, Хиргис, Хар-Ус, Бон-Цаган, Дерген, Тэлмэн, Шар-Бурдийн, Зун-Нур, Барун-Торей, Ойгон, Сумийн и др.) имеют в составе солей содовые компоненты. Воды одного из крупнейших пресных озер МНР — Хубсугула также относятся к содовому типу (как и воды оз. Байкал). На распространенность содового состава среди озерных вод МНР указывали разные исследователи [3, 8, 13, 19], отмечая, однако, крайне ограниченную информацию о гидрохимическом составе минерализованных озер Монголии и необходимость изучения их солевого состава и ресурсов, в том числе с точки зрения содовых компонентов.

Особенности геологического строения, климата, режима и состава подземных вод, почв различных участков МНР формируют соляные озера с разным солевым составом и минерализацией [4, 6, 7, 24], в предельном случае приводящей к образованию залежей с самосадочных солей разного состава (галит — озера Цав-Дам, Сангийн-Далай, Давсан, Дефтер, Гурван-Тэс; сода — Булт, Цайдамын, Шар-Нур, Борогцайгийн, Тосон; мирабилит — Харыйн и целая серия других со смешанным составом солей и более мелких).

При обработке гидрохимической информации о солевом составе вод озер возникла необходимость на достаточно большом статистическом материале выделить детальные гидрохимические типы. Это в дальнейшем дает возможность изучать подробнее типовые объекты и обобщить материалы, связанные с перспективами использования ресурсов соляных озер. Однако неоднократные попытки связать определенные гидрохимические типы соляных озер с теми или иными геологическими условиями их формирования часто приводили к неоднозначным результатам. Это в первую очередь обусловлено тем, что в основу используемых систематик составов вод соляных озер положены критерии, не учитывающие всей информации по классифицируемым выборкам (число параметров, участвующих в классификации, обычно невелико и не учитывает внутренние связи между гидрохимическими компонентами) [1, 9, 12]. Кроме того, сама методика оценки значимости геологических или климатичес-

ких связей различных типов соляных озер основана на использовании усредненных величин, что в значительной мере затушевывает реальную картину их гидрохимического разнообразия.

Выделение устойчивых «гидрохимических типов» минерализованных вод на основе визуального анализа различных диаграмм, построенных в координатах катионно-анионного состава вод, обычно отличается значительной неоднозначностью [13]. Это связано, как с неполнотой информации, используемой при построении диаграмм, так и с субъективностью исследователя при проведении границ между гидрохимическими типами. Хотя в настоящее время существует множество различных способов построения классификационных диаграмм, в большинстве случаев они сводятся лишь к выбору различных (в том числе суммарных) гидрохимических показателей [1, 7, 11, 17, 22, 23, 26].

В качестве примера рассмотрим использование одной из хорошо известных диаграмм $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ — $\text{Cl}_1^- + \text{SO}_4^{2-}$, $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ применительно к изучаемым нами объектам [17]. На диаграмме (фиг. 1) приведены данные по составу вод соленых озер МНР. Видно, что попытка выделения «гидрохимических групп» в данном случае приводит к локализации лишь двух «гидрохимических типов»: I тип — существенно гидрокарбонатные воды и II тип (сильно размытое множество точек) — преимущественно хлоридно-натриевые. Более детальное разделение всей совокупности точек на «группы» в рамках используемых гидрохимических показателей в данном случае не представляется возможным.

Естественно, что на основе уже выделенных двух «групп» можно перейти к более подробному делению их на подгруппы уже в других координатах, в частности координатах только анионного состава (так как наибольший разброс точек на рассматриваемой диаграмме наблюдается именно по оси HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-}).

Однако последовательное выделение «групп» в общем случае не позволяет выявить более тонкую специфику структуры изучаемой совокупности данных, поскольку реальные виды функций распределения частот встречаемости (на анализе которых и построены все классификационные диаграммы) являются многомерными, особенности которых нельзя свести к двух- или трехмерному случаю.

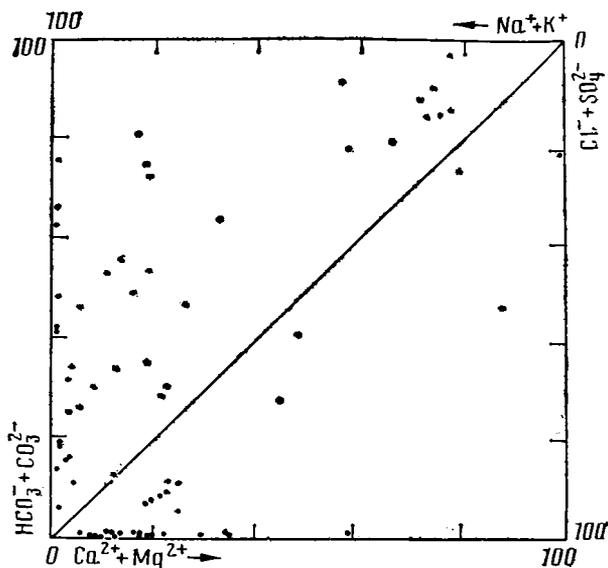
Использование в качестве координат более сложных «гидрохимических показателей»: как-то суммы катионов и анионов, их отношений и т. п. приводит в большинстве случаев к искажению или потере исходной информации, что связано в некоторых случаях с нелинейными преобразованиями (использование отношений), а в других (использование сумм) — с учетом дисперсий отдельных слагаемых.

Отнюдь не умаляя достоинств используемых при классификациях минерализованных вод различных «гидрохимических показателей» и диаграмм, которые привели к созданию достаточно стройной классификационной картины [1, 7, 11, 17], стоит обратить внимание на то, что в настоящее время «гидрохимическая» информация имеет огромный объем (сотни и тысячи анализов на десятки компонент), который трудно обработать традиционными методами.

Необходимость обработки «гидрохимических данных» в столь больших объемах с неизбежностью ведет к решению задач «гидрохимических классификаций» с помощью ЭВМ.

В связи с этим для обработки полученных нами данных по составам соляных озер МНР (около 200 объектов) был использован один из методов кластерного анализа, позволяющий классифицировать данные любой размерности (в нашем случае 7-компонентной) в выборках с любым видом функций распределения частот встречаемости концентраций элементов [10, 15]. Обработка проводилась на ЭВМ СМ-4 в Лаборатории математической геологии ГИН АН СССР.

Кластерный анализ позволил в рамках данной выборки (233 анализа) выделить последовательно на каждом шаге агломерации следующее число групп: 1-й шаг — 94; 2-й — 36; 3-й — 36; 4-й — 18; 5-й — 15; 6-й — 8; 7-й — 5; 8-й — 4; 9-й — 3; 10-й шаг — 1.



Фиг. 1. Классификационная диаграмма солевого состава озерных вод МНР

В качестве рабочего нами был выбран 5-й шаг агломерации (15 кластеров), поскольку предыдущие шаги объединения отражают в основном местные (локальные) вариации состава вод, а последующий (6-й шаг) дает слишком грубое деление выборки на сульфатно-хлоридный, хлоридно-сульфатный, карбонатно-хлоридный и хлоридный, причем остальные четыре кластера представлены единичными точками.

Из 15 выделенных гидрохимических типов солеродных бассейнов наиболее представительны восемь, составляя в сумме 95% выборки, остальные семь типов содержат лишь по одной-две точки и нами в дальнейшем не рассматриваются.

В табл. 1 приведен состав восьми выделенных кластеров вод соляных озер, минерализация и число точек, вошедших в кластеры. Колебания в солевом составе озерных вод могут зависеть не только от дифференциации его в пределах самого объекта, но и от погодных и климатических сезонных факторов. Несмотря на это, данные нескольких анализов с од-

Таблица 1

Средние значения катионно-анионного состава солей и минерализации в типах (кластерах) соляных озер МНР, % от суммы ионов

Кластер	Минерализация, г/л	Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Число точек
1	25—40 50—70	29,05	2,43	0,0	13,89	47,76	0,87	2,51	20
2	0,5—1,5 2—4	9,68	6,43	7,04	7,41	8,86	0,87	56,67	15
3	50—180	22,01	8,86	0,70	47,21	17,23	0,0	0,0	18
4	2—6	30,37	1,74	0,0	4,17	6,89	13,86	40,12	6
5	200—300 20—10	33,45	1,74	0,0	49,53	9,35	0,87	1,5	43
6	2—8 150—300	31,69	2,78	0,7	24,07	8,37	14,30	14,04	35
7	2—5	26,41	3,82	0,71	11,57	27,08	4,77	21,06	36
8	10—30 50—120	28,17	3,83	0,0	29,62	29,54	1,30	3,51	52

ного объекта, взятые в разное время и в разных местах, попадают в один и тот же кластер, что указывает на устойчивый гидрохимический «ко-стак» конкретных объектов и на возможность их классификации данным методом.

Одной из характерных особенностей гидрохимической специализации выделенных групп является довольно стабильная корреляционная связь величины минерализации с типами катионно-анионного состава вод озер. Наименее минерализованные озера, за исключением некоторых озер 6-го кластера, относятся к содовому типу (кластеры 2, 4, 6, 7); озера с максимальной минерализацией — к хлоридному типу (кластеры 3 и 5); озера с промежуточным или смешанным составом, а также озера сульфатного типа имеют среднюю минерализацию (кластеры 1 и 8).

Кроме изучения распространения компонентов в пределах каждой группы (гидрохимические параметры кластера) изучалось распределение групп на территории МНР, связь с геологическими ситуациями и особенности минерализации. В результате были получены следующие краткие характеристики кластеров:

1-й кластер — озера этого типа (максимум сульфатных солей) преобладают в Северной Монголии, несколько южнее оз. Хубсугул. Это гористые районы, где глубокие озерные котловины приурочены часто к массивам древних метаморфизованных пород. Минерализация вод здесь 25—40 г/л. Второй небольшой подрайон этого кластера расположен чуть южнее г. Улан-Батора на холмистой территории, отличающейся более сухим климатом, минерализация вод здесь составляет 50—70 г/л.

2-й кластер представлен содовыми озерами (преобладают компоненты тронового характера). В составе солей наряду с Na много бикарбонатов Ca и Mg. Озера этого типа распространены в центральной и восточной (меньше) частях МНР. Минерализация вод невысокая — 2—4 г/л. Второй подрайон выделяется на западе МНР в районе сомона Ховд. Здесь наблюдается еще более слабая (0,5—1,5 г/л) минерализация вод. Содовый компонент может формироваться здесь за счет солей, вымытых из почв разного типа [5, 16, 20].

3-й кластер — хлоридно-сульфатные озера горных и предгорных районов Монгольского и Гобийского Алтая, отличаются повышенной концентрацией катионов Mg в составе солей, по-видимому, за счет присутствия горных пород основного состава (озера Тонхил, Ихэс, Бигер и др.). Минерализация средняя, иногда высокая (50—180 г/л).

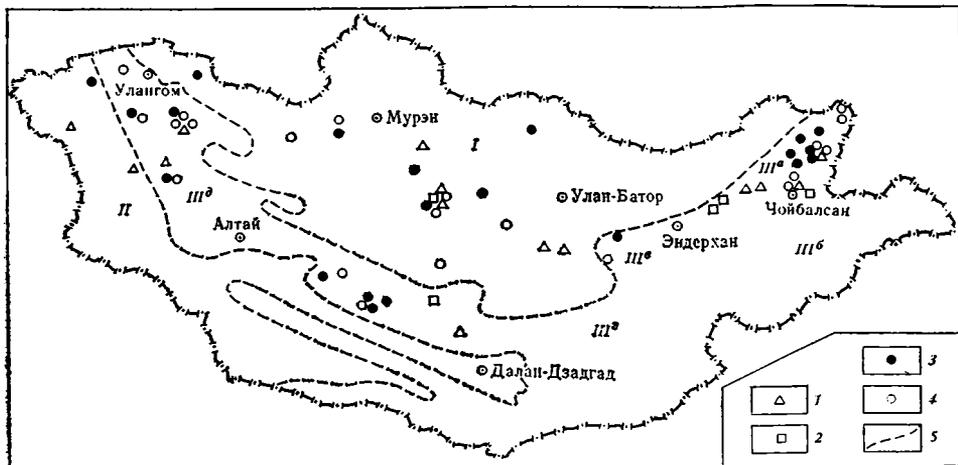
4-й кластер — содовые слабоминерализованные (2—6 г/л) озера, расположенные преимущественно вдоль среднего течения р. Керулен. Часто это отшнурованные участки старых русел.

5-й кластер — одна из самых многочисленных групп озер. В составе солей преобладает галит. На востоке и северо-востоке МНР минерализация вод в таких озерах достигает 100 г/л. К этому кластеру относится большинство озерных месторождений NaCl на территории МНР (Цохор, Сангийн-Далай, Гурван-Тэс и др.).

6-й кластер — содовые озера с карбонатным и бикарбонатным составом солей, а также примесью хлоридных и сульфатных компонентов, развиты преимущественно на крайнем северо-востоке, где много озер этого типа со слабой (2—8 г/л) минерализацией. Однако встречаются отдельные озера с высокой (выше 150 г/л) минерализацией: Цайдамын (Центральная Монголия), Булт (Северо-Западная Монголия), Шар-Нур, Тосон (Восточная Монголия) и др.

7-й кластер — небольшие содовые озера, развитые между Хангайским и Хэнтэйским горными массивами, в Котловине Больших озер, а также на востоке МНР. Отличаются от других типов содовых озер повышенным количеством сульфатных солей. Минерализация слабая (2—5 г/л).

8-й кластер — хлоридно-сульфатные озера — представлен двумя подгруппами: первая — на западе и юге от г. Улан-Батора, область средних по размерам озер с минерализацией 10—30 г/л (на юге расположена зона полупустыни с более высокой минерализацией — 50—120 г/л); вто-



Фиг. 2. Схема распространения содовых озер на территории МНР
 1—4 — озера соответственно 2, 4, 6-го и 7-го кластеров; 5 — границы гидрогеологических районов. I—II — грунтовые воды горноскладчатых областей (I — Хангайско-Хэнтийской, II — Монгольско-Алтайской и Гоби-Тянь-Шаньской), III — артезианские воды межгорных котловин и грунтовые воды положительных межкотловинных структур. Подрайоны: III^а — Чойбалсанский; III^б — Тамцагский; III^в — Нилгинский; III^г — Гобийский; III^д — Котловины Больших озер

рая — в Западной Монголии, где преобладают крупные озера. Минерализация здесь 5—20 г/л.

Из приведенной информации видно, что для перспективного исследования (в том числе и с точки зрения запасов солей) представляет интерес большинство объектов 5-го кластера на NaCl. В 6-м кластере — это высокоминерализованные содовые озера, иногда с запасами содового сырья. Районное значение могут иметь озера западных горных регионов — кластер 3. Большими потенциальными запасами, по-видимому обладает ряд крупных озер 8-го кластера, поэтому изучение направлений привноса вещества в них наряду с геологическим строением, с учетом состава подземных вод и гидрогеологическими особенностями района [13, 19] может привести к обнаружению новых источников повышенной концентрации минеральных солей. Остальные типы, вероятно, менее перспективны на запасы солей, однако представляют безусловный интерес с генетической точки зрения.

Как видно из данных, приведенных в табл. 1, четыре из восьми кластеров имеют содовую специфику состава (кластеры 2, 4, 6, 7), причем большинство объектов сравнительно слабо минерализовано. На фиг. 2 показано распределение содовых озер разных кластеров по территории МНР. Их преобладающее число сосредоточено на северо-западе, а также в Котловине Больших озер и в южной части Долины озер. Исключением составляют южные, а также крайние западные и восточные районы МНР.

На юге преобладают пустыни, и здесь наряду с широким развитием солончаков встречаются озера хлоридного состава, иногда со значительными запасами солей (оз. Гурван-Тэс).

На западе в районе Монгольского Алтая, где наиболее распространены палеозойские комплексы пород, представленные наряду с гнищами и гранодиоритами также кристаллическими сланцами, метаэффузивами, кварцитами, яшмами, а подземные воды соответствующего гидрогеологического района отличаются повышенной сульфатностью [14], минерализованных озер сравнительно мало. В составе озерных вод здесь преобладают сульфатно-хлоридно-натриевые (большинство точек кластера 3) с высоким содержанием магния в составе солей.

На крайнем востоке в зонах засушливых степей и полупустынь развиты высокоминерализованные озера хлоридного профиля (состав подземных вод — хлоридно-натриевый — подрайон III^б).

С учетом геологического строения районов и гидрогеологического районирования можно оценить степень влияния подземных вод на состав содовых озерных вод.

Большое число содовых озер (кластер 6) приурочено к Чойбалсанскому гидрогеологическому подрайону (см. фиг. 2). Нижнемеловые отложения, развитые здесь повсеместно, представлены породами шарилинской, цаганцабской и дзунбаинской свит. Преобладающими являются эффузивные породы, отвечающие по составу андезитобазальтам, базальтам и порфирирам. Основной водоносный комплекс (нижнемеловой) отличается слабым напором и довольно высокой (до 4 г/л) хлоридно-гидрокарбонатной минерализацией, тогда как воды третичных отложений очень слабо минерализованы и имеют хлоридно-сульфитно-гидрокарбонатный состав. Малоамплитудные неотектонические движения (четвертичные и современные) привели к развитию серии разломов и зон различной трещиноватости (вытянутых линейно на северо-восток вдоль бортов крупных депрессионных зон), к которым приурочены минеральные углекислые, слабominерализованные воды, иногда наряду с Na содержащие Mg.

Особенности геологического строения и состав подземных вод данного подрайона МНР показывают, что они играют определяющую роль в формировании вод содовых озер кластера 6 и частично кластера 7. Эта провинция минеральных вод является продолжением аналогичной провинции минеральных вод СССР, широко развитой в Забайкалье [2, 19].

Озера содового типа довольно широко распространены на территории Котловины Больших озер. Геология этого района в настоящее время изучена недостаточно как из-за сложного строения, так и в связи с ограниченным количеством данных по буровым скважинам. Допалеозойские и палеозойские комплексы пород по краям впадины прорваны интрузиями разного возраста и сильно дислоцированы. На породах фундамента залегают континентальные отложения юрского, мелового, неоген-четвертичного возраста, представленные песчаниками, гравелитами, известняками, глинами, углями, озерными илами, песками, на востоке — золотыми. Информация о подземных водах здесь довольно разнородна и фрагментарна. Поэтому сложно оценить степень влияния разных факторов (климат, почвы, состав пород, подземных вод и др.) на формирование именно содовых компонентов. Однако с точки зрения перспективности исследования процесса формирования солей, а также их возможных запасов этот район представляется одним из самых интересных на территории МНР.

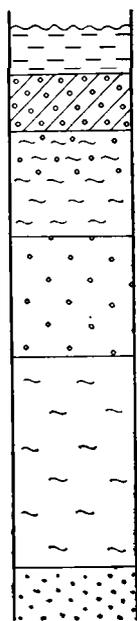
Определенную роль в формировании содовых составляющих озерных вод играют почвы, и в частности широко распространенные на территории МНР каштановые почвы, отличающиеся слабощелочной реакцией, минимумом хлоридов и повышенным содержанием углекислых солей. Кроме того, при разложении органического вещества в почвах, и при других биохимических процессах [6, 18] повышается содержание углекислоты и кислорода, что в совокупности способствует созданию карбонатной среды. Этим объясняется, по-видимому, тот факт, что к северной границе распространения этих почв, где промывка их метеорными водами происходит более активно, приурочено большое число содовых озер (кластеры 2, 7). Степень засоленности почв при этом безусловно отражается на минерализации озерных бессточных вод. Например, в Котловине Больших озер она достигает 18%, на Восточно-Монгольской равнине 11, в Хангае и Хэнтэе 4, в Монгольском Алтае 2%. Кроме того, здесь может быть существенна первичность или вторичность солей в почвах, так как засолению почв может способствовать и испарение близко расположенных к поверхности грунтовых вод.

Речные воды карбонатного состава в благоприятных для испарения аридных и полуаридных условиях МНР, попадая в отстойные бессточные условия стариц, отшнурованных непроточных старых русел, образуют в ряде случаев содовые озера определенного гидрохимического типа (кластер 4).

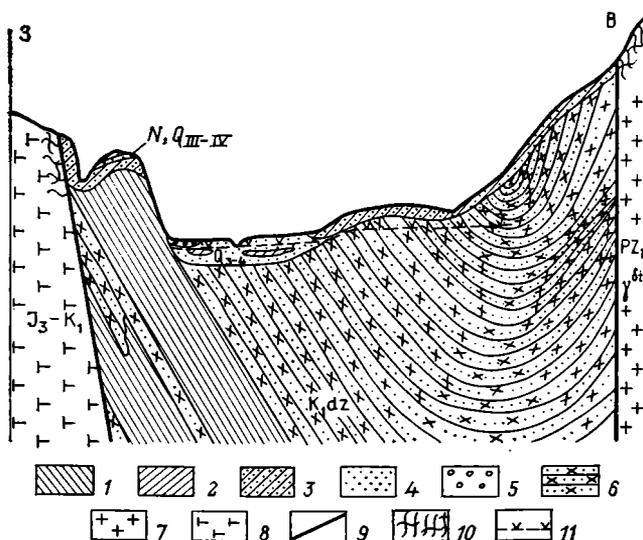
Особый интерес представляют содовые озера с высокой минерализацией и в ряде случаев с донными содоносными отложениями, хотя таких объектов на территории МНР выявлено сравнительно не много. Остановимся на некоторых из них более подробно.

Озеро Булт (в переводе с монгольского языка «сода») расположено в северо-западной части МНР на территории сомона Тэс и приурочено к восточной части Убснурской котловины. Здесь на участке с пониженным рельефом, несколько вытянутым с запада на восток (впадина Бултын Хотгор), расположена группа озер. Большинство из них пересыхающие, иногда слабоминерализованные, некоторые пресные. Озеро Булт выделяется среди них постоянной высокой минерализацией воды и наличием отложений соды. Оно известно населению с древних времен, и сода издавна используется для хозяйственных нужд. Первые научные сведения об озере были получены И. Е. Турищевым в 1942 г. Впоследствии работы проводились монгольскими учеными Д. Давасуреном (1961 г.), Ш. Лувсандоржем (1958, 1966 гг.), Ж. Сумьей (1973 г.). В 1980—1982 гг. в районе озера работали сотрудники Советско-Монгольской экспедиции В. П. Петров, А. А. Рассказов, Б. Жамба. Бурение серии скважин показало, что в районе развиты неогеновые и четвертичные отложения, представленные в основном лёссовидными суглинками и эоловыми песками. Несколько южнее распространены барханы песков Бориг-Дел. Форма озерной котловины оз. Булт резко отличается от других озер этого района, представляя собой почти правильный круг (диаметром 100 м) с довольно крутыми берегами, не характерными для местного рельефа, и напоминает воронкообразную структуру. Вмещающими озерную толщу породами являются рыхлые песчаные отложения мощностью до 10 м, которые в нижней части разреза постепенно сменяются черной однородной, очень пластичной глиной (мощностью до 2 м) с запахом сероводорода (см. фиг. 3). Выше находится погребенная залежь крупнокристаллической соды серого цвета (мощностью до 1,5 м), часто с примесью глинистого вещества. Содержание Na_2CO_3 колеблется от 14 до 54% (по данным Ж. Сумьи). Далее по разрезу глина черная, пластичная (до 0,05 м), которая вверх по разрезу приобретает все более зеленоватый оттенок. Эта глина перекрывается содой новосадка, периодически меняющей свою мощность в пределах годового цикла от 0,1 до 0,4 м. Мощность рапы достигает 1 м. Na_2CO_3 в сухом остатке новосадки составляет 60—67%, Na_2SO_4 10—12%, NaCl 3%, MgCO_3 — CaCO_3 0,5%, н. о. 5—25%, причем в минеральный состав новосадка наряду с содой входит мирабилит. Химический состав рапы приведен в табл. 2. Малочисленность данных о составе подземных вод района не позволяет сделать вывод о широком развитии здесь содовой минерализации. Большинство соседних озер отличается либо хлоридным, либо хлоридно-сульфатным составом солей (Давсан, Давст и др.). Особенности положения в рельефе, морфология берегов, специфика состава вод позволяют предполагать наличие «индивидуального» источника содовых компонентов. Возможно, он связан с локальной промывкой грунтовыми водами песчаных образований или карбонатных пород, причиной чего может служить пласт мела, обнаруженный в этом районе Ж. Сумьей (без подробной характеристики).

Другой объект с высокоминерализованной содовой водой — цепочка озер, расположенная в долине субширотного простирания, в 25 км севернее оз. Угий, конечным базисом эрозии которых является оз. Цайдамын Бага (см. табл. 2). Все озера сравнительно небольших (150×200 м) размеров, за исключением оз. Цайдамын Их (1×1,5 км). По мере движения по долине вдоль стока рН вод озера закономерно увеличивается с 8 до 10 в оз. Цайдамын Бага. И хотя залежей корневой соли здесь не обнаружено, в благоприятные годы толща новосадка достигает 15 см, что позволяет добывать здесь соду для хозяйственных нужд. В геологическом отношении район выполнен породами каменноугольного и триасового возраста, а также четвертичными отложениями в центральной части долины (трассирующей крупный субширотный разлом), представ-



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Схематический разрез отложений оз. Булт
1 — рапа; 2 — новосадка; 3 — глина; 4 — погребенная содовая залежь; 5 — песок

Фиг. 4. Схематический разрез Сумийнурской депрессии
1 — глина; 2 — суглинок; 3 — супесь; 4 — пески; 5 — валуны; 6 — песчаник; 7 — гнейсовидные биотитовые граниты и гранодиориты; 8 — андезитобазальты, андезиты, туффиты; 9 — разломы; 10 — трещиноватые зоны; 11 — уровень грунтовых вод

ленными песками, суглинками, реже — галечником. Северный борт сложен породами авзахской свиты (T_{2-3}), представленными чередованием среднекрупногалечных конгломератов с песчаным цементом, прослоями лавобрекчий андезитобазальтового состава, песчаниками, в цементе которых наряду с гидрослюдой присутствуют карбонаты, а также алевролитами. Судя по морфологическим особенностям поверхности района, основной сток вод в озеро направлен с этого массива. С южной стороны преобладают тонкозернистые песчаники средневерхнекаменноугольного возраста (артельская свита). Формирование содовых компонентов в районе происходит в результате промывки (и стока с последующей концентрацией) поверхностными водами массива горных пород. Причем катионная часть солей может формироваться вследствие разложения полевых шпатов, песчаников и плагиоклазов, тогда как анионная — за счет карбонатного вещества (не исключено влияние приразломных вод). Содовые озера с похожим механизмом формирования солей, но с меньшей минерализацией развиты в районах центральной и западной частей Монголии весьма широко.

Вся северо-восточная часть территории МНР отличается большим числом минерализованных озер содового, иногда хлоридного типа. Этот район является южным продолжением распространения содовых озер Забайкалья [2]. Большинство современных содовых озер этой части МНР имеют сравнительно невысокую минерализацию и часто являются реликтами более крупных древних континентальных водоемов [21]. Таковыми являются Барун-Хаймор, Хулт, Хух, Цайдам, Ихэ-Дзосу, Тосогийн, серия озер Сумийнурской депрессии, трассирующих крупную разломную зону северо-восточного простирания, сформированную неотектоническими движениями. Содовые компоненты этих озер обусловлены, с одной стороны, развитием как поверхностных, так и подземных вод содовой специализации, с другой — строением, составом пород фунда-

Состав солей некоторых высокоминерализованных содовых озер МНР

Озеро	Na ⁺ , K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Булт	102,0	0,1	—	10,8	65,4	77,2	7,3
	38,8	0,04	—	4,1	24,9	29,4	2,8
Цайдамын	27,1	0,02	0,002	19,2	6,9	13,1	3,3
	38,92	0,03	—	27,6	9,9	18,8	4,7
Тосон	123,5	0,36	0,02	34,84	40,94	94,80	23,18
	38,9	0,11	—	10,97	12,89	29,85	7,30

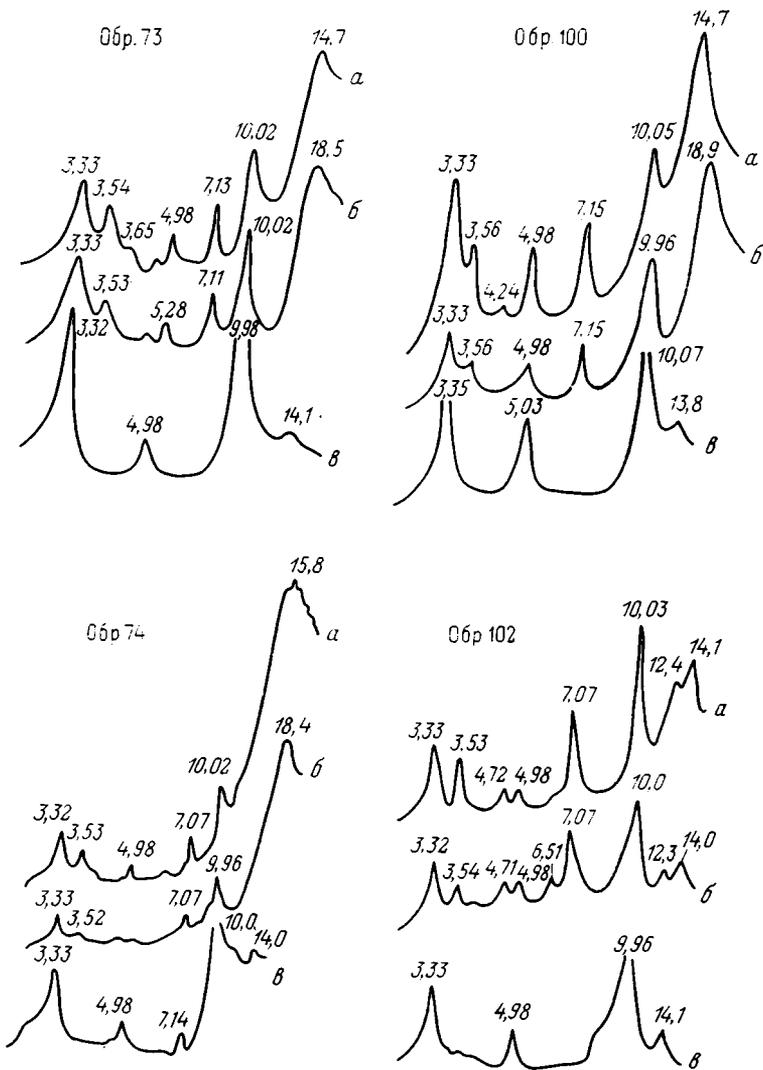
Примечание. В числителе приведены значения в г/л, в знаменателе — в % от суммы ионов.

мента и осадочных комплексов депрессионных зон. Примером может служить оз. Сумийн, где формирование содовой составляющей связано с промыванием массива песчаных пород метеорными водами, поступающими с юго-восточного гранитного и северного базальтового массивов (фиг. 4). Состав подземных вод этой гидрогеологической провинции имеет углекислую специфику [13], что в совокупности с бессточной котловиной центральной части Сумийнурской депрессии при соответствующих климатических условиях (температура воздуха достигает 35°С) приводит к формированию минерализованных вод содового состава. Однако открытым остается вопрос о первичном источнике углекислоты, который может быть как эндогенного происхождения, так и связанным с поверхностными климатическими и биологическими факторами.

Для примера остановимся на одном из немногих высокоминерализованных содовых озер на северо-востоке МНР — оз. Тосон (см. табл. 2), расположенном рядом с Керуленским госхозом. Положение в рельефе, морфология берегов, приуроченность к крупной разломной зоне и ряд других факторов позволяют предполагать, что в формировании солевого состава вод здесь могли принимать участие факторы эндогенного характера. Воды существующих в северо-восточной части МНР разнотемпературных минеральных источников (аршанов), связанных с районами питания озер (Хонкорын, Аршанбулак и др.), могут принимать участие в формировании солей исследуемых солепроявлений [14, 19]. Кроме того, изучение температурных режимов района наряду с минеральным составом термальных вод помогает оценить степень эндогенного влияния на формирование солевого состава как подземных, так и наземных минерализованных вод. В этой связи представляет интерес район местности Минжур (приуроченной к той же разломной зоне, что и оз. Тосон, но расположенной несколько севернее вдоль этой зоны), где наблюдаются выходы горячих газов ($T=60^{\circ}\text{C}$ на глубине 40—50 см) по контуру участка (диаметром 300 м) с ярко выраженными (другой размер и цвет растительности) воронкообразными провалами почвы. Здесь распространены породы дацитового и липаритового состава, встречены базальты, шлаковидные базальты, туфогенные образования красного и розового цвета. В местах выхода газов — белый налет или корка (тарвертинового типа) толщиной до 2 см. Некоторыми исследователями [13] явления в этом районе объясняются наличием подземного пожара углей, по-видимому, на основании присутствия обожженных шлакообразных и спекшихся пород (хотя непонятно, как они оказались на поверхности в этом случае), провалов почвы, угленосностью данной депрессионной зоны. Полученный в последнее время состав газа (в об. %):

H ₂ S	CO ₂	CH ₄	H ₂	N ₂	Ar	He	O ₂	Σ
He обн.	3,31	0,01	0,001	80,60	1,08	0,001	15,0	99,99
»	11,65	0,001	0,001	86,86	1,48	0,001	—	99,98

не позволяет однозначно сделать такой вывод. Кроме того, весь район местности Минжур, а также соседние холмы, уходящие на северо-восток,



Фиг. 5. Рентгенограммы образцов глин из содовых озер
 Образцы: а — природный; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при 550° С
 (образцы 100 и 102 — оз. Булт, образцы 73 и 74 — оз. Цайдамын Бага)

сложены аналогичными породами, состав и строение которых говорит об активной магматической деятельности. Состав газа (в частности, содержание Ag), приуроченность к этой же разломной зоне других аршанов, особенности неотектонических движений позволяют предполагать повышенную проницаемость всего данного района.

Сильная щелочность среды содовых озер с концентрированной рапой, высокие значения pH способствуют активному преобразованию сносимого в озера силикатного материала и интенсивному аутигенезу несолевых минералов [3, 25, 27]. Большинство глин высокоминерализованных содовых озер очень тонкодисперсны, часто черного (за счет переработанной органики) или зеленоватого цвета, иногда с запахом сероводорода. Глины оз. Булт, например, наряду с терригенным материалом и хемогенными карбонатами содержат аутигенные силикаты — гидрослюда, хлорит и большое количество смектита (фиг. 5), который диагностируется на дифрактограммах (обр. 100) по высокой интенсивности базального отражения (001) с $d=14,7$ Å (природный); 18,9 Å (насыщенный глицерином); 10,1 Å (прокаленный при 550° С). На большей глубине разреза в дифрактограммах образцов (см. фиг. 5, обр. 102) появляется

отражение с $d=12,4 \text{ \AA}$, поведение которого можно объяснить присутствием цеолита (типа эрионита). Рентгеновские данные образцов глин оз. Цайдамын Бага показывают похожий набор минералов глин.

Детальное изучение процессов силикатного аутигенеза в различных гидрохимических (в том числе содовых) обстановках представляется интересным с точки зрения понимания «механизмов» преобразования и перераспределения силикатного вещества в агрессивных эвапоритовых средах. В этом отношении высокоминерализованные озера разного гидрохимического типа являются своеобразными «полигонами» для изучения этих механизмов.

В перспективе целесообразно подробно исследовать процессы аутигенного минералообразования в водах не только содового, но и хлоридного и сульфатного профиля в сочетании с геологической ситуацией района.

Для дальнейшего построения общей систематики солевого состава вод на основе обработки многомерных гидрохимических данных следует считать первостепенной задачей проведения сравнительного анализа состава вод различных регионов. Возможности машинной обработки больших массивов гидрохимической информации в настоящее время позволяют детальнее и на более широком фактическом материале, с привлечением информации о микроэлементах, редких элементах и др., подойти к решению вопроса о выделении систематически устойчивых гидрохимических типов солеродных (в том числе содоносных) бассейнов. Это в свою очередь дает возможность не только расшифровать основные генетические закономерности формирования гидрохимического облика солевого состава вод, но и будет способствовать более эффективным оценкам перспективности различных территорий при поисковых работах.

* * *

В заключение можно сделать следующие основные выводы.

1. Методом многомерного анализа на основе большого статистического материала по составу соляных озер МНР выявлены их основные гидрохимические типы.

2. Показано широкое развитие озер содовой минерализации, преобладание их (в типовом отношении) над другими гидрохимическими типами озер и распределение по территории МНР.

3. Установлена статистическая связь степени минерализации озер с их гидрохимическим типом (см. табл. 1).

4. Для основных типов содовых озер определяющими факторами формирования их гидрохимического облика являются: геологическое строение района, режим, состав подземных вод и особенности неотектонических движений (кластер 6); состав пород питающих провинций наряду с аридным и полуаридным характером климата территории (кластер 2); состав поверхностных вод и гидрогеологическая обстановка (кластер 4). Озера кластера 7, занимающего промежуточное положение по составу между объектами содовой и сульфатной специфики, имеют, по-видимому, полигенный характер.

5. В формировании высокоминерализованных содовых озер, по-видимому, принимали участие разные перечисленные выше факторы, и в частности мог иметь место эндогенный подток компонентов, способствующих содовой минерализации вод, на что кроме прочего указывает специфический состав газов в сопредельных тектонических участках.

6. Особенности химического состава вод высокоминерализованных содовых озер определяют специфику силикатного минералообразования в них, приводящую, в частности, к формированию аутигенных силикатов — преимущественно смектитов, в подчиненных количествах — гидрослюд и хлорита, а также цеолитов.

Литература

1. *Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеониздат, 1970. 296 с.
2. *Баталин Ю. В., Галиев У. З., Иванов Н. Н. и др.*//Вопросы содоносности Забайкалья//Тр. Геол. ин-та. Казань, 1974. № 34. С. 28—40.
3. *Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф.* Месторождения природной соды и условия их образования. М.: Недра, 1973. 205 с.
4. *Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов Б. С.* Основы прогнозирования и поисков месторождений природной соды. М.: Недра, 1977. 88 с.
5. *Беспалов Н. Д.* Почвы Монгольской Народной Республики//Тр. Монгольской комиссии АН СССР. 1951. Вып. 41. 319 с.
6. *Бойченко Е. А., Саенко Г. Н., Удельнова Т. М.* Эволюция концентрационной функции растений в биосфере//Геохимия. 1968. № 10. С. 1260—1264.
7. *Валашко М. Г.* Основы геохимии природных вод//Геохимия. 1967. № 11. С. 1395—1407.
8. *Деис-Литовский А. С.* Соляные озера аридной зоны земного шара//Тр. Лаб. озероведения АН СССР. 1960. Т. 10. С. 63—94.
9. *Деис-Литовский А. С., Микицинский В. В.*//Тр. Лаб. озероведения АН СССР. 1963. Т. 15. С. 174—214.
10. *Дюран Б., Оделл П.* Кластерный анализ. М.: Статистика, 1977. 127 с.
11. *Иванов В. В., Невраев Г. А.* Классификация подземных минеральных вод. М.: Недра, 1964. 124 с.
12. *Кузнецов Н. Т., Мурзаев Э. М.* Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время//Тр. Лаб. озероведения АН СССР. 1963. Т. 15. С. 157—173.
13. *Маринов Н. А., Попов В. Н.* Гидрогеология МНР. М.: Гостоптехиздат, 1963. 451 с.
14. *Маринов Н. А., Рождественская Э. Н., Шкапская С. Г., Кончакова А. И.* Подземные воды//Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. М.: Недра, 1977. С. 635—687.
15. *Мионов Ю. В., Абрамов А. В., Ряховский В. М. и др.* Петрохимические типы магматических горных пород для Индийского океана и особенности их пространственного распределения//Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 2. С. 450—453.
16. *Ногина Н. А., Евстифеев Ю. Г., Уфимцева К. А.* Почвы низкогорных и равнинных степей и пустынь МНР (систематика, диагностика)//Аридные почвы, их генезис, геохимия, использование. М.: Наука, 1977. С. 165—195.
17. *Овчинников А. М.* Минеральные воды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 187 с.
18. *Панкова Е. И., Рубцова Л. П.* Засоление почв сухих и опустыненных степей Монголии//Почвоведение, 1983. № 9. С. 713—721.
19. *Попов В. Н., Толстихин Н. И.* Минеральные воды МНР и их аналоги в СССР. Кн. 6. М.: Недра, 1966. 248 с.
20. *Посохов Е. В.* Происхождение содовых вод в природе. Л.: Гидрометеониздат, 1969. 153 с.
21. *Селиванов Е. И.* Неоген-четвертичные озера-гиганты в Забайкалье и Северной Монголии//Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 1. С. 175—178.
22. *Сулин В. А.* Условия образования, основы классификации и состав природных вод. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 211 с.
23. *Толстихин Н. И.* К вопросу о провинциях минеральных вод//Зап. ЛГИ. 1939. Т. 12. Вып. 2. С. 17—21.
24. *Лувсандорж Ш.* Бнмау-эн эрдэст нуурууд, тэдгээрийн давсыг ашиглах боломж. Уланбаатар хот. 1973. 174 с.
25. *Eugster H. P.* Hydrasium sodium silicates from Lake Magadi Kenya: precursors of bedded chert//Science. 1967. V. 157. № 3793. P. 1177—1180.
26. *Chase P.* Geochemical interpretation of water analysis//USGS Bull. 1911. P. 479.
27. *Smith G. Y., Heines D. V.* Character and distribution of nonclastic minerals in the Seorls Lake evaporite deposit. California//Bull. Geol. Surv. 1964. P. 1181.

Геологический институт АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
21.X.1985

УДК 553.9 : 551.72(470.325)

**ОБ УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД
ОСКОЛЬСКОЙ СЕРИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КМА
И ИХ АНАЛОГАХ В ФАНЕРОЗОЕ**

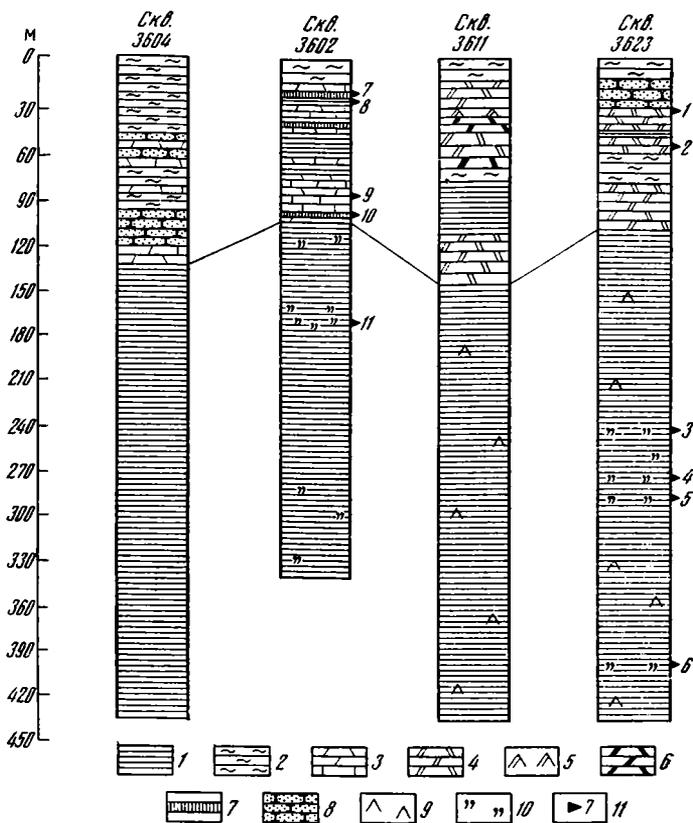
ЖМУР С. И., СТЕПАНОВА Н. А.

В статье на основании анализа реконструированного литологического состава метапелитовых и глинисто-карбонатных углеродсодержащих пород оскольской серии нижнего протерозоя КМА и восстановления условий их накопления показано, что эквивалентными им образованиями в фанерозойском разрезе являются соответственно горючие сланцы типа диктионемовых и кукерситов. Сделан вывод о том, что первые накапливались в узких опресненных мелководных морях с сероводородным заражением и что входящее в их состав органическое вещество аллохтонно-автохтонного происхождения; вторые формировались в опресненных заливах или лагунах с хорошей аэрируемостью вод и что источник содержащейся в ней органики сугубо автохтонный.

В широком спектре исследований докембрийских углеродистых отложений немаловажное место занимает проблема установления их фанерозойских аналогов. Это дает возможность не только уточнить обстановку накопления докембрийских отложений, обогащенных органическим веществом, но и проследить эволюцию однотипных формаций в геологической истории и познать специфику условий и явлений отдельных геологических эпох. Особый интерес в этом плане вызывает сравнение условий формирования докембрийских углеродсодержащих пород и горючих сланцев фанерозоя, имевших единый сапропелевый тип органического вещества [14 и др.].

В статье предпринята попытка расшифровать условия накопления графитсодержащих пород карбонатно-терригенной углеродистой формации оскольской серии КМА (по классификации Н. А. Созинова и С. А. Сидоренко [15]) и сравнить их с таковыми горючих сланцев терригенно-карбонатной углеродистой формации ордовика северо-запада Восточно-Европейской платформы. Выбор этих формаций не случаен. Во-первых, в пределах платформы они наиболее близки в возрастном отношении. Во-вторых, и та и другая являются наиболее представительными в ряду углеродистых формаций: каждая из них имеет значительную протяженность, большую насыщенность углеродистыми отложениями, среди которых содержатся породы как карбонатного, так и глинистого рядов. К тому же породы углеродистой формации КМА в пределах изученных структур претерпели метаморфизм средних ступеней (Рыльская структура — зеленосланцевая фация, Тим-Ястребовская — эпидот-амфиболитовая), что во многом облегчает расшифровку первичной их природы.

Углеродистые породы протерозоя КМА приурочены к средней толще оскольской серии — сланцево-карбонатному комплексу мощностью порядка 1000 м, который сменяет сверху метапесчаниково-сланцевую толщу и в свою очередь перекрывается эффузивными или эффузивно-осадочными образованиями. Углеродистые породы представлены двумя разновидностями: кварц-сланцевыми сланцами (Рыльская, Тим-Ястребовская структуры), иногда с небольшой примесью известковистого материала, и породами преимущественно карбонатного состава — слюдисто-карбонатными сланцами (Рыльская структура) и карбонат-амфиболитовыми породами (Тим-Ястребовская структура), содержащие кальцит-доломита в которых достигает 50—80%. Количество свободного углерода в кварц-сланцевых сланцах колеблется от 7—10 до 18—27%, в карбонатных породах оно обычно не превышает 4—5%.



Фиг. 1. Разрезы отложений оскольской серии Тим-Ястребовской (скв. 3611, 3623) и Рыльской (скв. 3604, 3602) структур
 1 — углеродистые кварц-слюдистые сланцы; 2 — кварц-слюдистые сланцы; 3 — доломиты, известняки; 4 — амфибол-карбонатная порода; 5 — амфиболиты; 6 — амфибол-карбонатная углеродистая порода; 7 — доломит-углеродистый сланец; 8 — кварциты; 9 — фосфатность; 10 — карбонатность; 11 — пробы на изотопный анализ

Первые из них наиболее развиты в разрезе. Они слагают достаточно мощную (до 300 м) толщу в самых низах сланцево-карбонатного комплекса и спорадически развиты в нем и выше по разрезу, где составляют невыдержанные по простиранию прослои мощностью до первых десятков метров. Карбонатные углеродистые породы имеют в разрезе явно подчиненное значение. Залегают они в виде маломощных прослоев среди мраморизованных известняков и доломитов на Рыльской структуре и среди амфибол-карбонатных пород — на Тим-Ястребовской (фиг. 1).

Кварц-слюдистые углеродистые сланцы, как правило, массивные. Участками в них наблюдается отчетливо выраженная полосчатость, обусловленная либо неравномерным распределением углеродистого вещества, либо субпараллельно ориентированными чешуйками слюдястых минералов. Для этих сланцев характерны повышенные (до 10—15%) концентрации сульфидов (пирит, пирротин), а в отдельных маломощных прослоях и до 25—30% на массу породы. По всей мощности сланцев встречаются тонкие (доли миллиметра) черные по цвету слои и стяжения углеродисто-фосфатного состава, имеющие резкие границы с вмещающими их породами. Содержание P_2O_5 в углеродистых сланцах не превышает обычно 1%, в редких случаях оно достигает 1,5% (табл. 1).

Минеральная составляющая рассматриваемых сланцев сложена главным образом (до 60%) серицитом и биотитом, которые вместе с кварцем и углеродистым материалом составляют основную ткань породы. Изредка в минеральной матрице присутствует карбонатный материал, количество которого может достигать 5—6%. Полевые шпаты представлены в

Химический состав углеродсодержащих кварц-

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,83	47,15	45,86	48,01	48,58	52,27	48,85
TiO ₂	0,52	0,57	0,66	0,74	0,47	0,79	1,09
Al ₂ O ₃	15,87	13,72	14,78	14,40	11,54	15,00	16,67
Fe ₂ O ₃	3,52	3,04	5,52	2,72	9,93	3,68	5,44
FeO	1,15	0,43	0,36	0,43	0,43	0,29	0,63
MnO	4,90	0,30	0,29	0,08	0,22	0,05	0,12
MgO	5,99	0,67	1,28	1,04	2,00	1,20	2,40
CaO	1,58	1,81	—	0,89	—	1,70	—
Na ₂ O	0,20	0,30	0,40	0,40	0,80	0,40	0,50
K ₂ O	1,94	3,32	3,32	3,48	2,94	3,68	4,22
S _{общ}	2,42	2,41	3,57	1,97	5,92	2,32	4,08
P ₂ O ₅	0,09	0,03	0,11	0,09	0,03	0,03	0,04
CO ₂	—	—	2,10	—	—	—	—
C _{орг}	17,70	26,00	22,10	25,10	17,20	18,00	15,00
H ₂ O	0,07	0,07	0,18	0,11	0,20	0,12	0,14
П.п.п.	0,35	0,37	0,05	0,66	0,20	0,64	1,29
Сумма	100,13	100,19	100,58	100,12	100,46	100,17	100,57

Примечание. Тим-Ястребовская структура — номера 1—10 (данные В. Е. Закругкина [7]). Рыльская

большинстве случаев плагиоклазом, содержание которого колеблется в широких пределах. Отдельные горизонты сланцев обогащены гранатом.

Углеродистое вещество довольно равномерно распределено по основной массе породы в виде тонкодисперсных частичек, образуя тесные сростания со слюдястыми минералами. Отмечается уплотнение частичек графита лишь с прожилко-видными кварцевыми выделениями.

Проведенный В. Е. Закругкиным [7] пересчет исходной составляющей углеродистых кварц-сланцев по методу О. М. Розена показал, что литологически они представляют собой преимущественно алевропелитовые осадки, в которых пелитовая фракция представлена гидрослюдой и каолинитом. Алевритовые разности углеродистых глин отличаются повышенным (до 45%) содержанием тонкой псаммитовой фракции, состоящей из кварца и полевого шпата — микроклина (табл. 2).

Слюдисто-карбонатные сланцы микрослоисты и микрозернисты. Микрослоистость обусловлена перемежаемостью прослоев, в различной степени «загрязненных» органическим веществом. Карбонатный материал представлен доломитом и кальцитом и составляет от 50 до 80% объема породы. Остальная часть приходится на серицит, биотит и углеродистое вещество. Отмечается уменьшение зерен карбоната и расплывчатость их границ при увеличении содержания углеродистого вещества, которое

Таблица 2

Исходный минеральный состав углеродсодержащих метапелитов и метаалевролитов оскольской серии КМА, %

Минерал	Данные литохимических пересчетов														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Гидрослюда	43	39	44	32	65	41	46	55	42	74	25	23	21	23	16
Монтмориллонит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Каолинит	27	20	20	23	9	18	19	22	18	—	10	6	5	6	16
Кальцит	—	2	—	—	—	1	2	—	—	—	1	—	—	—	—
Доломит	2	—	—	1	—	—	—	1	1	—	6	13	5	4	3
Магнезит	6	—	—	—	1	2	2	2	1	1	—	—	—	—	—
Гидроокислы железа	1	—	3	—	5	—	2	1	—	2	12	8	17	8	6
Плагиоклаз	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	7	9	—	—
Микроклин	—	13	11	17	—	11	14	10	3	—	7	1	6	23	18
Кварц	21	26	22	27	20	27	17	9	35	23	34	42	37	30	41

сланцев оскольской серии КМА, %

8	9	10	11	12	13	14	15
46,82	55,50	51,92	53,00	53,73	50,05	54,00	58,02
1,04	1,09	0,57	1,30	0,68	0,86	1,04	1,34
18,00	13,38	13,00	9,68	8,77	9,70	9,00	11,31
5,60	2,17	8,33	9,94	0,52	0,95	0,40	6,09
0,43	1,00	0,29	2,92	10,08	18,19	11,32	0,86
0,01	0,11	0,37	0,05	0,05	0,05	0,05	0,11
3,66	1,70	2,14	4,16	4,08	3,28	3,22	2,49
1,16	1,00	0,46	2,11	4,03	2,02	1,56	1,59
0,50	0,40	0,40	0,51	0,69	1,00	0,60	0,25
4,42	3,28	3,58	3,21	2,22	2,83	4,80	4,90
3,74	1,99	3,39	4,12	3,60	4,24	4,74	5,48
0,06	0,06	0,03	0,23	0,17	0,40	0,67	0,17
—	—	—	—	—	—	—	0,17
13,60	18,40	15,46	4,20	4,20	4,20	4,08	7,30
0,16	0,15	0,12	0,56	0,40	0,30	Не обн.	—
0,85	0,74	0,36	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.
100,05	100,97	99,96	99,75	100,27	100,35	100,38	100,04

структура — номера 11—15 (данные авторов).

присутствует в виде точечных включений в зернах доломита и кальцита и в межзерновом пространстве. Реже углеродистые частички группируются в виде червеобразных скоплений по плоскостям сланцеватости или в волнистые полосы, секущие сланцеватость.

Амфибол-карбонатные углеродистые породы обычно среднезернистые и состоят главным образом из карбоната (30—90%), амфибола (15—30%) и серицита (до 15%). Карбонат представлен доломитом и кальцитом. Амфибол (тремолит и актинолит) образует радиально-лучистые агрегаты и различные сростания (до 12 мм). Углеродистое вещество концентрируется большей частью в зонах спайности амфибола и в интерстициях зерен карбонатов. Реже оно встречается в виде точечных включений последнего.

Химический состав слюдино-карбонатных сланцев и карбонат-амфиболовых пород довольно однообразен (табл. 3). Согласно пересчету указанным выше методом [7], исходный состав углеродистых карбонатных пород показал, что они помимо карбонатной составляющей, представленной кальцитом и доломитом, содержат и относительно высокий процент глинистой составляющей (до 10—20%). Глинистые минералы, согласно произведенному пересчету, представлены гидрослюдой и монтмориллонитом (табл. 4).

Углеродистое вещество охарактеризованных выше пород имеет биогенное происхождение. Доказательства тому неоднократно приводились нами и другими исследователями [6, 7].

Реконструкцию условий накопления углеродсодержащих алевропелитовых метаморфитов начнем с анализа данных по изотопному составу С и О, содержащих в них карбонатов¹. При этом анализе мы будем пользоваться диаграммой Мюрата, Фридмана и Мадсена (фиг. 2), на которой в координатах $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ показаны поля морских и пресноводных осадков, установленные на основании обобщения большого количества данных по изотопии разновозрастных и разнофациальных карбонатов [20].

Как видно из табл. 5 и приведенной диаграммы, изотопный состав углерода карбонатов углеродсодержащих алевропелитов значительно облегчен: $\delta^{13}\text{C} = -6,3 \div -18,4\text{‰}$.

¹ Анализы выполнялись в лаборатории изотопной геологии ИЛСАН СССР на приборе Варриан-МАТ-250. Погрешность определений по углероду и кислороду не превышает $\pm 0,05\text{‰}$, которые подаются соответственно в системах SMOW и PDB.

Химический состав углеродсодержащих карбонатных пород оскольской серии КМА

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	5,31	7,36	9,97	16,03	24,50
TiO ₂	0,10	0,05	0,28	0,30	0,27
Al ₂ O ₃	1,82	1,34	2,90	3,53	3,96
Fe ₂ O ₃	1,93	3,98	1,77	5,26	2,01
FeO	3,16	1,94	1,29	Не опр.	1,44
MnO	0,36	1,40	1,08	0,50	1,76
MgO	18,69	3,60	17,47	3,58	14,28
CaO	23,91	40,34	27,36	34,11	19,04
Na ₂ O	0,10	0,20	0,18	0,24	0,06
K ₂ O	0,09	0,09	—	0,32	1,52
S _{общ}	1,50	0,24	1,42	0,18	1,40
P ₂ O ₅	0,08	0,06	—	Следы	0,43
CO ₂	37,46	30,26	34,92	24,30	25,40
S _{орг}	4,50	5,60	1,70	7,90	4,40
H ₂ O	0,62	0,91	0,11	0,03	0,05
П.п.п.	0,85	2,28	Следы	3,99	3,00
Сумма	100,48	99,65	100,46	100,27	100,52

Примечание. Тим-Ястребовская структура — номера 1—4 (данные В. Е. Закруткина), Рыльская — 5.

Таблица 4

Исходный минеральный состав углеродсодержащих карбонатных пород оскольской серии КМА, %

Минерал	Данные литохимических пересчетов				
	1	2	3	4	5
Гидрослюда	4	2	3	8	19
Монтмориллонит	6	8	10	1	—
Каолинит	—	—	—	8	—
Кальцит	—	61	6	47	—
Доломит, магнезит	82	14	69	13	47
Гидроокислы железа	5	9	4	7	3
Плагиоклаз	—	—	—	—	—
Микроклин	—	—	—	—	11
Кварц	3	6	8	10	20

Таблица 5

Изотопный состав карбонатов оскольской серии КМА

Порода	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
--------	---------------------------------	----------------------------------

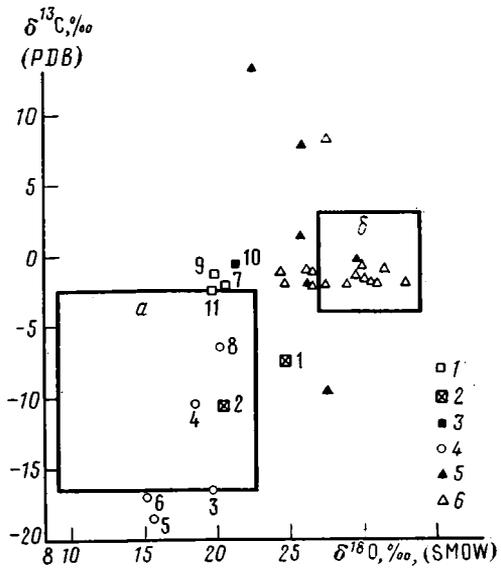
Тим-Ястребовская структура

Карбонат-амфиболовая порода	—7,6	24,7
То же	—10,7	20,5
Углеродистый, кварц-слюдистый сланец	—16,6	19,8
То же	—10,4	18,3
»	—18,4	15,3
»	—17,0	15,2

Рыльская структура

Доломит-углеродистый сланец	—2,3	20,6
Углеродистый, кварц-слюдистый сланец	—6,3	20,1
Доломит	—0,5	21,2
Доломит-углеродистый сланец	—2,6	19,7
Мраморизованный доломит	—1,4	19,7

Фиг. 2. Взаимоотношения между изотопным составом углерода и кислорода карбонатов пород оскольской серии КМА и сланцевосной толщи ордовика Прибалтики (а — пресноводные осадки, б — морские)
 1 — доломиты; 2 — карбонат-амфиболовая порода; 3 — доломит-углеродистый сланец; 4 — кварц-сланцевый сланец; 5 — кукурситы; 6 — известняки межкукурситовых слоев и содержащихся в кукурситах в виде линз и прослоев. Цифры на графике — номера образцов



Возникновение столь облегченного изотопного состава углерода могло быть вызвано в основном двумя причинами. Во-первых, восстановительной обстановкой, при которой накапливались эти породы и которая способствовала накоплению большого количества органического вещества и сульфидов. В этой связи укажем на имеющиеся в литературе данные, подтверждающие сказанное. Имеются в виду исследования Э. М. Галимова и В. М. Мазура верхнеюрских и меловых карбонатов Западной Сибири, на пример которых было показано, что подобные значения (до -10‰) характерны для условий с сероводородным заражением вод. Э. М. Галимов делает вывод о том, что возникновение сероводородного заражения приводит к низкой скорости изотопного обмена и способствует установлению обменного цикла между углеродом карбонатов и углеродом изотопно-легкой углекислоты, выделяющейся в результате разложения органики [4, 5].

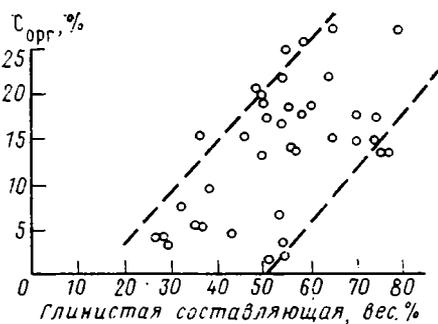
Во-вторых, причиной этих значений могло быть влияние на среду осадконакопления пресных континентальных вод. В этом плане вызывает интерес попадание большинства фигуративных точек этих пород (три из пяти) в поле пресноводных осадков на представленной диаграмме (обр. 3, 4, 8: $\delta^{13}\text{C} = -6,3 \div -16,6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 18,3 \div 20,1\text{‰}$), а два образца находятся в непосредственной близости, не попав в него лишь из-за более легкого по сравнению с установленным для пресноводных образований изотопного состава углерода (обр. 5, 6 — соответственно $\delta^{13}\text{C} = -17,0$ и $-18,3\text{‰}$).

Такое расположение точек заслуживает, на наш взгляд, внимания хотя бы уже по той причине, что В. Е. Закруткин на основании соотношения коэффициентов накопления элементов группы никеля и группы ванадия и ряду других признаков доказывал озерное происхождение этих осадков.

Возможность накопления углеродистых алевропелитов в озерных условиях нами не исключается, но все же мы предпочитаем точку зрения о накоплении их в опресненных морях по следующим причинам. Прежде всего укажем на имеющуюся хотя и не вполне отчетливую, но достаточно видимую зависимость содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ от количества глинистой составляющей (фиг. 3), что позволяет считать достоверным не только участие континентальных вод в формировании среды водоема, но и позволяет утверждать, что этот сток в той или иной мере транспортировал в водоем аллохтонное органическое вещество, составляющее ощутимую часть общего органического вещества, накопленного в осадках. А так как на суше отсутствовала высшая растительность, то следу-

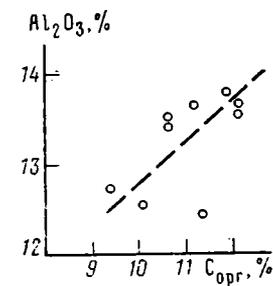
ет полагать, что транспортируемым органическим веществом был водный гумус озер, образовавшийся из низших пресноводных водорослей, а конечным бассейном стока было море.

Имеются и другие данные, указывающие на то, что бассейн был морским: достаточно устойчивое положение в низах разреза сланцево-карбонатного комплекса мощной толщи алевропелитовых углеродистых отложений на значительной территории КМА, выдержанный литологический состав, а также наличие в них углеродисто-фосфатных стяжений. Образование фосфоритов связывают с застойными водами и со спокойным тектоническим режимом [2]. Следует полагать, что эти условия имели место и во время накопления углеродистых алевропелитов оскольской серии КМА. Морской бассейн, судя по всему, был мелкий, замкнутого или полузамкнутого типа, легко опресняющийся вследствие обильного континентального стока.



Фиг. 3

Фиг. 3. Зависимость содержания $C_{орг}$ от глинистой составляющей на минеральную матрицу в углеродистых алевропелитах оскольской серии протерозоя КМА (составлена по данным В. Е. Закруткина [7] и авторов)



Фиг. 4

Фиг. 4. Зависимость содержания Al_2O_3 от $C_{орг}$ в дикинонемовых сланцах ордовика Прибалтики (составлена по данным О. Т. Киррета [9])

Принесенная с этим стоком в значительных количествах терригенная органика способствовала возникновению в водоеме сероводородного заражения, что в свою очередь могло приводить к еще большему облегчению изотопного состава углерода карбонатов. Видимо, этим и можно объяснить крайне низкие значения по $\delta^{13}C$ проб 5 и 6.

Возникновению озер на континенте способствовал гумидный климат, который устанавливается из факта присутствия в алевропелитовых осадках больших количеств каолина, так как известно, что в условиях жаркого гумидного климата и относительно выровненного рельефа химическое выветривание происходит интенсивнее и сопровождается образованием наиболее устойчивых глинистых минералов каолиновой группы [12].

Активно протекавшие в условиях жаркого гумидного климата процессы химического выветривания, по-видимому, способствовали тому, что питательные вещества попадали в бассейн седиментации большими порциями, что приводило к развитию простейших фототрофных организмов, которые составили автохтонную часть органического вещества алевропелитовых метаморфитов. Вероятно, ими были синезеленые водоросли, так как выявленный в этих отложениях набор аминокислот сходен с таковым этих микроорганизмов [7].

Углеродистым алевропелитам КМА в разрезе углеродистой формации ордовика Прибалтики по литологическому составу наиболее близки дикинонемовые сланцы, для которых также характерен гидрослюдисто-каолиновый состав глинистых частиц и кварц-полевошпатовый состав зерен алевритовой размерности, достигающих в объеме породы 30—50% [8].

С определенной долей уверенности можно считать принципиально сходными и условия среды накопления углеродистых метаалевропелитов КМА и диктионемовых сланцев. Имеется в виду придонное сероводородное заражение и постоянное или периодическое опреснение бассейна, вызванное притоком континентальных вод, несших с собой и терригенное органическое вещество. В пользу первого говорит такое же высокое, как и в метаалевропелитах, содержание органического вещества и сульфидов, в пользу второго — наличие в органическом веществе диктионемовых сланцев гумусовых кислот, количество которых достигает иногда 40% от органического вещества этих сланцев [18], и опять-таки увеличения количества органики с возрастанием глинозема (фиг. 4). Диктионемовые сланцы отлагались в эпиконтинентальном море-заливе (проливе), которое всегда опреснено.

Различие, видимо, заключалось лишь в темпах и продолжительности накопления сравнимых осадков. Накопление алевропелитов оскольской серии происходило в линейно вытянутом (шовном) прогибе с чертами как геосинклинального, так и платформенного развития — палеоавлакогене [11] или краевом прогибе [7], что определяет значительно большую мощность их по сравнению с таковой диктионемовых сланцев (1—7 м), накапливавшихся в типично платформенных условиях.

Карбонатные образования оскольской серии КМА на изученных площадях имели, судя по данным $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов, несколько различные условия накопления. Карбонатные породы Рыльской структуры, в том числе и углеродистые, по значениям $\delta^{13}\text{C}$ попали в диапазон морских осадков. При этом характерно, что все они имеют отрицательные величины, колеблющиеся главным образом в интервале $-1,4 \div -2,3\text{‰}$ (см. фиг. 2, табл. 5). Согласно Р. Паркеру и М. Кейту [19], установивших последовательное облегчение изотопного состава углерода органических карбонатов от открытого моря к береговой полосе и зависимость между изотопным составом и соленостью вод, приведенный интервал значений характерен для лагун и краевых заливов ($-1,0 \div -3,2\text{‰}$) с соленостью вод от 18 до 34‰.

Вероятность биогенной природы карбонатов карбонатно-глинистых образований КМА достаточно высока. Ими могли быть простейшие одноклеточные организмы типа кокколитофорид. Подобные этим организмам формы в докембрии отмечались неоднократно.

Карбонат-амфиболовые породы Тим-Ястребовской структуры имеют более низкие значения по углероду: $\delta^{13}\text{C} = -7,6$ и $-10,7\text{‰}$. Природа этих значений может быть разной. Не вдаваясь в рассмотрение процессов, которые могли вызвать такое облегчение изотопного состава углерода, укажем, что одной из причин могло быть и более интенсивное, чем на Рыльской структуре, опреснение бассейна, т. е. другими словами, что причина заключалась в том, что карбонатные образования Тим-Ястребовской структуры отлагались на площадях, более приближенных к континенту.

Как известно, приток пресных вод в морскую среду вызывает стратификацию вод и создание биологического неравновесия, что в конечном итоге приводит к бурному цветению планктона, послужившего, вероятно, главным источником органического вещества этих пород.

Близость значений $\delta^{13}\text{C}$ углеродистых и безуглеродистых разностей карбонатных пород Рыльской структуры говорит о том, что влияние аллохтонной изотопно-легкой углекислоты на формирование изотопного состава карбонатов если и было, то весьма незначительным. А это может служить одним из косвенных доказательств автохтонного характера органики в карбонатных породах, мелководности бассейна и хорошей аэрируемости вод в нем.

Характерно, что изотопные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ для всех карбонатных пород выдержаны и в целом сопоставимы с таковыми рассмотренных выше алевропелитов.

Климат времени накопления углеродистых карбонатных образований был аридным, так как при аридизации климата, когда процессы вы-

ветривания заторможены, в составе глинистых продуктов полностью исчезает каолин и широкое развитие получают гидрослюда и монтмориллонит [12], т. е. образуется та ассоциация глинистых минералов, которая и составляет глинистую часть данных образований.

Отсутствие в толще крупнообломочных отложений, и наоборот, широкое распространение, по данным литохимических пересчетов, плохо отсортированных алевритистых, существенно глинистых и карбонатных отложений с характерной слоистостью ленточного типа дает основание считать всю сланцево-карбонатную толщу оскольской серии КМА преимущественно лагунными образованиями или образованиями краевых частей моря.

В ордовикском разрезе Прибалтики ближе всего к углеродистым глинисто-карбонатным породам КМА стоят сланцы-кукерситы. Минеральная часть их помимо карбонатов (кальцит, реже доломит) представлена гидрослюдами и слюдами и, что характерно, не содержит каолина [3]. Накапливались кукерситы в условиях аридного климата [17]. Что же касается типа бассейна, в котором они отлагались, то у исследователей на этот счет нет единого мнения. Так, М. Д. Залесский [8] считал их образованиями прибрежной части моря или прибрежных озер, периодически затапливаемых морем. Н. М. Страхов, Д. В. Наливкин [13, 16] и целый ряд других исследователей полагали, что накопление этих сланцев происходило в условиях открытого моря и на значительном расстоянии от берега.

Как показывает изучение изотопного состава карбонатов кукерситов и ассоциирующих с ними известняков Эстонского месторождения, точка зрения М. Д. Залесского более предпочтительна. Дело в том, что данные по изотопным отношениям углерода и кислорода свидетельствуют об участии континентальных вод в формировании среды накопления этих пород. В первую очередь на это указывает изотопный состав кислорода карбоната кукерситов. Как видно из фиг. 2, практически все образцы кукерсита по $\delta^{18}\text{O}$ попали в диапазон морских осадков, но сгруппировались они в той его части, которая наиболее близка к $\delta^{18}\text{O}$ пресноводных карбонатов. Кроме того, об этом свидетельствуют и выдержанные значения $\delta^{13}\text{C}$ известняков в интервале — 1,45 ÷ — 2,45‰, так как этот интервал, как указывалось выше, характерен для лагун и краевых заливов с соленостью вод от 18 до 34‰.

Как видно из фиг. 2, половина из шести исследованных образцов кукерсита попала, как и следовало ожидать, по $\delta^{13}\text{C}$ в диапазон морских осадков, а другая половина имеет по сравнению с ними «аномально» легкий или «аномально» тяжелый состав углерода, что, несомненно, исключает первичный их характер. Диагенетическая природа их очевидна и может быть удовлетворительно объяснена изотопно-углеродным взаимодействием органического вещества и карбонатов, которое осуществляется в замкнутом цикле лабильной системы CH_4 — CO_2 в диагенезе при утилизации содержащегося в породе большого количества органической массы [4].

Источником органического вещества кукерситов служили планктонные синезеленые водоросли, которые М. Д. Залесский определил как *Claecapsomorpha prisca* Z a l [8].

И наконец, большинство исследователей считают, что сероводородного заражения вод при отложении кукерситов не происходило.

Таким образом, из сказанного можно сделать вывод, что глинисто-карбонатные породы оскольской серии КМА близки к сланцам-кукерситам ордовика не только по литологическому составу, но и по условиям образования.

* * *

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Углеродистые алевропелиты оскольской серии КМА представляют собой образования узких и вытянутых на большие расстояния мелководных и опресненных морей, в придонной части которых было развито сероводородное заражение. Органическое вещество этих образований ал-

лохтонно-автохтонного происхождения, в котором аллохтонная часть представлена, по всей видимости, водным гумусом из окружающих морской водоем озер, а автохтонная — автотрофными организмами типа синезеленых водорослей. Климат на прилегающей суше был гумидным, способствовавшим интенсивному химическому выветриванию и поставлению в бассейн седиментации максимальных количеств биогенных элементов.

2. Глинисто-карбонатные метаморфиты протерозоя КМА накапливались в прибрежно-морских условиях — опресненных заливах или лагунах с хорошей аэрируемостью вод. На водосборных площадях преобладал аридный климат. Источник органического вещества пород — автохтонный. Наиболее вероятно, что ими были планктонные организмы, бурно размножившиеся в период биологической нестабильности водоема, вызываемой притоком в него пресных континентальных вод.

3. По литологическому составу и условиям образования углеродистые алевропелиты оскольской серии КМА близки к диктионемовым сланцам, а углеродисто-глинисто-карбонатные метаморфиты — сланцам-кукерситам, что свидетельствует, на наш взгляд, о принципиальной сходности причин, вызывавших возникновение обстановок, благоприятных для накопления углеродистых пород с сапропелевым типом органики на территории европейской части СССР в конце протерозоя — начале палеозоя.

Литература

1. Батулин Г. Н., Покрышкин В. И. Апвеллинг и фосфоритообразование//Океанология. 1980. Т. XX. Вып. 1. С. 87—95.
2. Борщевский Ю. А., Степанова Н. А. Микробиально-диагенетические процессы как причина возникновения изотопно-углеродистых аномалий осадочных карбонатов// Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 5. С. 1111—1180.
3. Вингисаар П., Каттай В. А., Утсал К. Состав кукерсита Прибалтийского сланцевого бассейна//Изв. АН ЭССР. Сер. геол. 1984. Т. 33. № 2. С. 55—62.
4. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. С. 384.
5. Галимов Э. М., Мазур В. М. Связь изотопного состава углерода сидеритов с литолого-фациальной характеристикой отложений и условиями существования фауны// Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 10. С. 26—33.
6. Жмур С. И., Закруткин В. Е., Емец Т. П. и др. Битуминозное вещество пород нижнепротерозойской углеродистой формации КМА//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 2. С. 95—108.
7. Закруткин В. Е. Высокоуглеродистые формации докембрия европейской части СССР. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1982, С. 342.
8. Залесский М. Д. О морском сапропелите силурийского возраста, образованном синезеленой водорослью//Изв. Имп. АН. IV. Сер. 1. 1917. С. 144—156.
9. Кивимяги Э. К., Лоог А. Р. Диктионемовые сланцы Эстонской ССР//Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1973. С. 11—17.
10. Киррет О. Г., Кох Р., Рюндак Л. О химическом составе диктионемового сланца и его керогена//Изв. АН ЭССР. Сер. техн. и физ.-мат. наук. 1959. Т. VIII. № 4. С. 48—56.
11. Лейтес А. М., Муратов М. Ф., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ//Докл. АН СССР. 1970. Т. 191. № 6. С. 1355—1359.
12. Лисицына Н. А. Поступление осадочного материала в океаны из кор выветривания различных климатических зон//Проблемы литологии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 67—84.
13. Наливкин В. Д. Учение о фациях. Т. I. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1956. С. 393.
14. Сидоренко Св. А., Сафронов В. Т. Углеродсодержащие породы нижнего докембрия Балтийского щита как бывшие горючие ископаемые//Горючие сланцы. 1985. № 2/3. С. 225—238.
15. Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя//Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 3. С. 684—687.
16. Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Т. II. М.; Л.: Гостехиздат, 1948. 396 с.
17. Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формаций осадочных пород//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5—8. С. 3—21 и 29—60.
18. Успенский В. А. Об органическом веществе диктионемового сланца//ХТТ. 1938. Т. IX. Вып. 1. С. 18—25.
19. Keith M. L., Parker R. H. Local variation of ^{13}C and ^{18}O content of mollusk and relatively marine environments//Marine Geol. 1965. V. 3. № 1—2. P. 431—456.
20. Murata K., Fridman I., Madsen B. Isotopic composition of diagenetic carbonates in marine miocene formation of California and Oregon//Geol. Surv. Prof. Paper. 1969. V. 614. P. 1—24.

УДК 550.4 : 551.71/72

О ПРИМЕНИМОСТИ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ К РЕКОНСТРУКЦИИ ОСАДОЧНОГО ДОКЕМБРИЯ *

БЕРГМАН И. А.

В статье обсуждаются принципы, структура и возможности петрохимических методов и их применимость к реконструкции вещественной природы и условий образования осадочных формаций докембрия.

В связи с практическим и теоретическим значением осадочного (и вулканогенно-осадочного) докембрия реконструкция объектов этого типа ведется по самым различным направлениям с использованием широкого спектра различных методов. Среди последних немаловажная роль отводится петрохимическим методам. Дать правильную методологическую оценку их применимости к реконструкции природы осадочных пород докембрия — цель настоящей статьи.

Структуру петрохимических методов можно представить схематически в следующем виде (фигура) ¹.

Как видно на схеме, петрохимические методы слагаются из двух видов информации — химического состава и эталонной геологической информации и критериев, определяющих сферу их применимости; критерии носят двойственный характер, отражая тем самым двойственность вносимой информации.

Нетрудно убедиться в том, что петрохимические методы «начинаются» с внесения эталонной геологической информации, и поскольку последняя носит временной характер, она должна вноситься отдельно для каждой геосторической эпохи — фанерозоя, протерозоя, архея и т. д. Знание эталонной информации немисливо без изучения особенностей седиментогенеза каждой геосторической эпохи; следовательно, для того чтобы петрохимические методы получили право «на жизнь», должны существовать другие — непетрохимические методы, с помощью которых могли бы быть выявлены важнейшие особенности экзогенных процессов, в частности докембрия, и на этой основе разработана эталонная информация ². Сложность состоит в том, что в настоящее время для реконструкции большинства объектов осадочного докембрия таких методов не существует, не говоря уже о какой-либо проверке результатов подобных реконструкций на практике, т. е. независимыми методами. Имея это в виду, проследим за тем, как петрохимики пытаются преодолеть эту и другие трудности, стоящие на пути применимости предлагаемого ими метода.

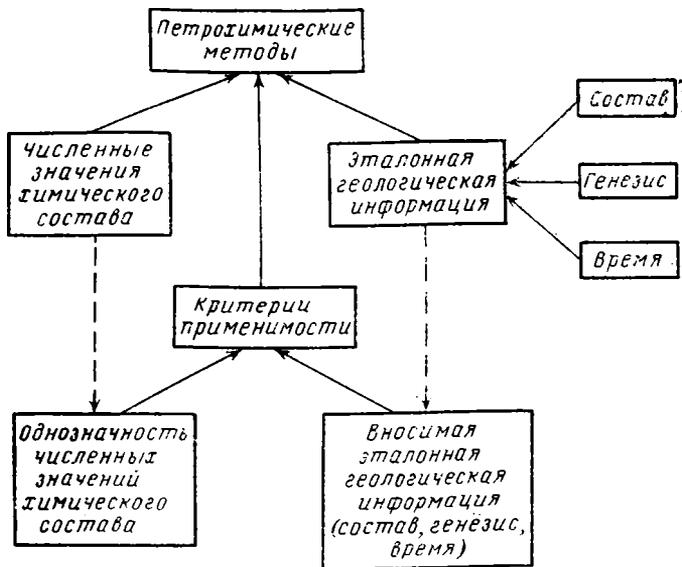
Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия петрохимическими методами, подчеркивает А. А. Предовский, базируется на следующих двух принципах: 1) **качественного сходства** докембрийских и фанерозойских процессов и 2) **сохранности** главнейших

* Публикацией этой статьи редколлегия начинает широкое обсуждение правомерности методики петрографических пересчетов метаморфических пород; призываем всех желающих принять участие в обсуждении этой проблемы на страницах нашего журнала.

Редколлегия

¹ В приведенной схеме имеется в виду геосторическое время (фанерозой, нижний протерозой и т. д.).

² Обойти проблему эталонов в настоящее время удалось, в частности, в случае элементарно-геохимических методов в приложении к докембрийским железистым формациям. Суть обходного пути — в использовании таких свойств вещества, среды, которые не зависят от координаты геосторического времени [4, 6 и др.].



Структура петрохимических методов

особенностей химического состава горных пород при региональном метаморфизме. «Признание данных принципов,— продолжает этот автор,— открывает путь к распознаванию первичной природы **глубоко** метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, утративших свой исходный облик и минеральный состав, и к «сквозному» сравнению химического состава **однотипных**³ пород, относящихся к разным докембрийским и фанерозойским этапам развития планеты ... использование химизма для систематики и распознавания первичной природы метаморфизованных первично-осадочных и вулканических образований является **наиболее универсальным и общим приемом**... («При этом предполагается неизменное использование всей совокупности геологической информации по изучаемым объектам как обязательное условие достоверности получаемых результатов»⁴) [17, с. 6]. История появления этих принципов весьма поучительна, и на ней целесообразно остановиться более подробно.

ПРИНЦИП КАЧЕСТВЕННОГО СХОДСТВА ДОКЕМБРИЙСКИХ И ФАНЕРОЗОЙСКИХ ПРОЦЕССОВ

Первый принцип, как об этом сообщает сам А. А. Предовский [17, с. 3], является ни чем иным, как обоснованным А. В. Сидоренко выводом «о принципиальном сходстве процессов и условий докембрийского и фанерозойского экзогенного породообразования». В связи с этим уместно заметить, что поскольку вывод А. В. Сидоренко [19, 20] был сделан до того, как появился «наиболее универсальный и общий прием» А. А. Предовского [15 и др.], в его основе лежат, очевидно, менее универсальные и общие приемы, и, следовательно, он нуждается в самой тщательной проверке; при этом очевидно также и то, что, поскольку в основу петрохимического метода А. А. Предовского положен цитируемый выше вывод А. В. Сидоренко, результаты исследований А. А. Предовского не могут служить критерием правильности самого этого вывода А. В. Сидоренко. Между тем в работах А. А. Предовского, например, читаем следующее:

³ Возникает вопрос, как априори исследователь может знать о том, что он сравнивает — однотипное или разнотипное?

⁴ С методологической точки зрения любая информация о природных процессах и объектах делится на внешнюю и внутреннюю (генетическую); так, о какой информации идет здесь речь? Если о внешней — она не меняет сути дела; если о внутренней — тогда при чем тут петрохимические методы?

«В результате проведенных исследований еще раз и на большом детальном материале показана справедливость одного из важных положений, сформулированных А. В. Сидоренко [19, 20], о принципиальном сходстве процессов седиментации и состава осадков докембрия и фанерозоя. Все без исключения геохимические и фациальные особенности метаосадков Печенги могут быть качественно сопоставлены с особенностями фанерозойских осадков различного стратиграфического и геотектонического положения» [16, с. 129].

Но дело не только и не столько в этом. Следует обратить внимание и на то, что «справедливость» одного из важных положений А. В. Сидоренко показана на материалах изучения среднепротерозойского [16, с. 4] печенгского комплекса, тогда как подтверждение справедливости вывода А. В. Сидоренко распространяется на весь докембрий. Между тем именно с нижнего протерозоя начинаются наиболее существенные отличия докембрия от фанерозоя (докембрийские железистые формации Кривого Рога, КМА и пр., ураноносные конгломераты типа Витватерсранда, Блайнд-Ривера и др., и т. д.).

О том, к чему приводит последовательное применение А. А. Предовским своего первого принципа, можно судить по следующему его высказыванию: «Данный пример (речь идет о пересмотре вывода сторонников „аллохимического“ характера регионального метаморфизма.— И. Б.)—убедительная иллюстрация неоднократно высказывавшейся А. В. Сидоренко мысли о том, что познание природы метаморфических комплексов докембрия сдерживалось в значительной мере методологическими причинами, недооценкой роли в их образовании экзогенных факторов и процессов» [17, с. 5]. С точки зрения автора статьи этот пример иллюстрирует совершенно другое, а именно то, что А. А. Предовский не в ладах с логикой научного познания. Действительно, вряд ли нужно доказывать, что до настоящего времени докембрийские условия (атмосфера, гидросфера и т. п.) в первоначальном виде нигде на Земле не сохранилась и что продукты экзогенных процессов докембрийского возраста могут находиться только в метаморфизованном виде. Поэтому о том, имели ли место экзогенные процессы в докембрии вообще, и если имели, то какие именно, в каких масштабах и т. д., мы можем судить только «через» реконструкцию метаморфизованных пород, т. е. выявляя их дометаморфическую и первичную природу, выделяя из их числа продукты экзогенных процессов и оценивая их состав, распространенность и т. п., а не наоборот, как думает и реализует на практике А. А. Предовский.

В дополнение к сказанному приведен еще один пример научного подхода А. А. Предовского к анализу природных процессов [16, с. 25]: «Розовый или красный цвет отложений (речь идет об отложениях второй осадочной толщи печенгского комплекса.— И. Б.), отсутствие большого количества глинистого материала говорят о жарком сухом климате типа аридного». Но в таком случае к отложениям, формировавшимся в «жарком сухом климате типа аридного», придется отнести одну часть докембрийских железистых кварцитов — ту, которая характеризуется «розовым или красным цветом и в которой отсутствует большое количество глинистого материала»; а как быть с остальной частью докембрийских железистых кварцитов, в которых большое количество глинистого материала также отсутствует, а цвет не «розовый или красный», а серый? Далее, как интерпретировать климат в тех случаях, когда розовые или красные слои в железистых кварцитах сменяются серыми по простиранию в пределах одного образца (месторождения Новокриворожское, Большая Глееватка и др., Кривбасс)?

В связи с настойчивым стремлением петрохимиков перенести закономерности седиментогенеза и вулканизма фанерозоя на докембрий нельзя не обратить внимание на один весьма своеобразный прием, с помощью которого некоторые из них достигают схождения геисторически разновозрастных геологических процессов и образований. Речь идет об исключении А. А. Предовским [15, с. 5] «отложений, специфически обогащенных железом, марганцем, фосфором и т. п.» (в число которых прежде всего,

естественно, попадают докембрийские железистые кварциты) из сферы петрохимического метода и связанных с его применимостью вопросов⁵. Объединяя все железные руды в «образования, специфически обогащенные железом», А. А. Предовский, во-первых, камуфлирует элементы наглядной и яркой эволюции природных образований (сравни, например, прибрежные минеттовые фанерозоя и смещенные к пелагиали хемогенные железистые кварциты докембрия) и, во-вторых, объединяя железные руды с рудами фосфора, марганца и др., этот автор тем самым вуалирует исключительно важную индикаторную роль железа. Прежде чем исключать «образования, специфически обогащенные железом», необходимо выяснить, что они собой представляют и не несут ли в себе информацию о внешней среде и т. п. Если подойти к железным рудам именно с этой точки зрения и обратить внимание на то, что минеральные формы железа являются важнейшими индикаторами окислительно-восстановительных условий во всех без исключения геологических формациях (и не только окислительно-восстановительных!), то одно это, не говоря о крайне широкой распространенности железистых кварцитов на всех континентах (на Кольском полуострове, где, в частности, работает А. А. Предовский, известно крупное Оленегорское и более десятка средних и мелких месторождений железистых кварцитов, а также несколько десятков проявлений железистых кварцитов в его различных частях [9 и др.]), проясняет всю незаконность (механистичность) операции А. А. Предовского. Исключив «образования, специфически обогащенные железом», т. е. исключив индикацию окислительно-восстановительных условий в докембрии, А. А. Предовский тем самым открыл путь не к «распознаванию первичной природы глубоко метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород» докембрия, а к бесконтрольному и механистическому по своей методологической сущности перенесению закономерностей фанерозойского седиментогенеза и вулканизма на докембрий.

Действительно, только этим можно объяснить тот факт, что А. А. Предовский без достаточных оснований распространяет на докембрий свойственную фанерозою тенденцию отделения кремнезема от фемических компонентов, «проявляющуюся ... при осадочной дифференциации, примером которой могут служить кварцево-песчаные и бокситово-железистые формации осадков платформ» [15, с. 8]. Но ведь тремя страницами раньше А. А. Предовский исключил из анализа «образования, специфически обогащенные железом» ..., поэтому вправе ли он приводить в качестве примера отделения кремнезема от фемических компонентов бокситово-железистые формации или вообще использовать обсуждаемую тенденцию для расчета параметра «F» на своих диаграммах? Если да, тогда мы вправе обратить внимание на то, что в докембрийских железистых формациях мы наблюдаем и нечто обратное — пространственное совмещение кремнезема и фемических компонентов (Fe) в рамках одного формационного типа. Все эти примеры мы приводим для того, чтобы напомнить о том, что историзм — один из основных принципов диалектического подхода к изучению природы вообще.

Не менее ортодоксальных взглядов на принципиальное сходство процессов седиментации и состава осадков докембрия и фанерозоя придерживается А. Н. Неелов, что нашло отражение в самом заглавии изданной монографии: «Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород» [13], в его (заглавии) надвременном, «абсолютном» характере. В связи с этим уместно заметить, что поскольку метаморфизованные осадочные и вулканические породы суть формы проявления материи, а время является формой их существования, никаких вневременных, своего рода «абсолютных» петрохимических классификаций быть не должно. Петрохимические классификации, в которых обойдено время, механистичны по своей методологической сущности.

⁵ Железо — не только рудный элемент, но и четвертый по распространенности элемент земной коры.

В данном случае название отражает суть самой работы в целом, поскольку все породы делятся А. Н. Нееловым только на испытанные и не испытанные существенных метаморфических преобразований без каких-либо временных ограничений: фанерозой — протерозой — архей и т. д. [13, с. 72]. А это в свою очередь должно неизбежно повлечь противоречия, формальное решение тех или иных вопросов, связанных с обсуждаемой проблемой, упущения; не исключены и ошибки.

Рассмотрим некоторые наиболее существенные негативные моменты в монографии А. Н. Неелова [13]. Во введении — там, где этому автору было необходимо обосновать целесообразность разработки петрохимической классификации, узнаем, что «при региональном метаморфизме уже на его ранних стадиях в осадочных и вулканических породах постепенно исчезают важнейшие признаки их первичной природы. В первую очередь меняется минеральный состав пород и исчезают признаки осадочных и вулканических структур, а иногда и текстур. Уже в фации зеленых сланцев возникают сложности с определением первичного гранулометрического состава осадочных пород. Поэтому наряду с геологическими и минералогическими методами реставрации первичной природы метаморфических пород... важнейшее значение получают петрохимические и геохимические методы» [13, с. 3]. А к заключительной главе эти сложности исчезают, и «исследованиями, базирующимися на первом методе (т. е. методе сравнения составов с одновременным литологическим контролем. — И. Б.), получены достаточно однозначные результаты, свидетельствующие о том, что до зоны ультраметаморфизма метапелиты, метапесчаники и metabазиты не испытывают существенных и закономерно направленных изменений в содержании главных элементов»... [13, с. 73].

В том, что при проведении подобных исследований литологический контроль необходим, сомневаться не приходится. Но его задачи не сводятся только к тому, чтобы исключить возможность объединения в выборке анализов пород, относящихся к различным гранулометрическим группам, а также к разновозрастным и формационно различным метаморфическим комплексам [13, с. 74]. В таком понимании задач литологического контроля обойден крайне важный аспект контроля последовательности минералообразования, который необходим для того, чтобы знать, какой стадии парагенезисы минералов (или минералы) мы анализируем (прогрессивная — регрессивная), а также для того, чтобы в анализируемые образцы не попадали минералы посторонних стадий минералообразования. Только в этом случае может быть обеспечено объективное решение вопроса о сохранности тех или иных особенностей химического состава осадочных и вулканических пород в процессе регионального метаморфизма. Более того, в силу отмеченных выше причин правильность подобных реконструкций должна взаимоконтролироваться независимыми методами исследований. Однако, как уже обращалось внимание в начале статьи, для большинства метаморфизованных пород на современном уровне геологической науки соблюдение этого требования невыполнимо. Следовательно, для большинства метаморфизованных пород *не может быть обеспечена объективность выводов о характере химизма в процессах регионального метаморфизма.*

Вместо того чтобы искать пути и возможности решения вопросов времени в приложении к метаморфическим породам, А. Н. Неелов идет по линии подбора более доступных, но ошибочных критериев изохимичности процессов регионального метаморфизма. «Одним из важных указаний на малую подвижность элементов при региональном метаморфизме, — пишет А. Н. Неелов, — является четкая полосчатость в метаосадочных толщах, отражающая малейшие изменения первичного состава слоев с сохранением как резких, так и постепенных переходов от слоя к слою» [13, с. 75]. Здесь автор допускает методологическую ошибку, суть которой сводится к тому, что он использует признаки, относящиеся к категории пространственных (внешних) признаков, а четкая полосчатость и есть не что иное, как особенность пространственного распределения вещества в.

качестве критерия генетических (внутренних) признаков, т. е. подвижности элементов.

Следствием методологической позиции, занимаемой А. Н. Нееловым, явился чисто формальный подход к характеристике докембрийских железистых формаций, которые он в отличие от А. А. Предовского вводит в свою петрохимическую классификацию [13, рис. 3, 8]. Этот формальный подход проявился, во-первых, в выборе первичных форм отложения рудного вещества (окислы — железистые карбонаты), который ничем не обоснован, кроме ссылки на столь же формальную работу Г. Леппа и С. Голдича [21], и, во-вторых, в том что в последующем описании А. Н. Неелов рассматривает докембрийские железистые формации или вместе с молодыми карбонатно-глинисто-железистыми формациями как надвременную петрохимически единую группу, или объединяет сидериты докембрийских железистых формаций и более молодых отложений (юрские оолитовые железистые осадки Англии, битуминозные сланцы формации Грин-Ривер в Вайоминге, Колорадо и Юте и др.) также в надвременную петрохимически единую надгруппу (в классификации А. Н. Неелова железистые карбонаты учитываются в составе параметра «с») [13, с. 59, 60 и др.].

Ничего принципиально отличного нет и в работе Х. де ля Роша [7]. Разрабатывая петрохимические методы, А. А. Предовский, Х. де ля Рош и А. Н. Неелов ввели ряд ограничений в их применимость и, очевидно, того не замечая, сделали по существу все необходимое для их одновременной ликвидации. Обсудим некоторые из этих ограничений.

Так, согласно Х. де ля Рошу [7, с. 263], прежде чем пользоваться петрохимическими классификациями и соответствующими методами, необходимо внести соответствующую *эталонную* информацию. Применимость современных эталонных систем ограничена во времени и не может быть распространена на докембрий (вневременное применение эталонных систем сводит любой научный анализ природных систем и процессов к механистическому анализу). Что же касается возможностей выявления эталонных систем докембрия непетрохимическими методами, то они пока крайне ограничены.

Из числа объектов, к которым применимы петрохимические методы, А. А. Предовский [15, с. 8] и А. Н. Неелов [13, с. 12 — см: примечание] исключают породы, претерпевшие ощутимый привнос или вынос вещества. Поскольку априори исследователи не могут знать, какие породы претерпели ощутимый привнос или вынос вещества, а какие — нет, каждый изучаемый образец должен быть подвергнут предварительному анализу с целью отбраковки тех из них, которые не удовлетворяют данному требованию. Этот анализ представляет собой цикл исследований образцов непетрохимическими методами и неизбежно включает реконструкцию их дометаморфической природы, ибо без знания того, что представляли собой эти породы и каков был их минеральный и химический состав, нельзя оценить характер и степень привноса — выноса вещества в процессе метаморфизма. В настоящее время такие (непетрохимические) методы разработаны, например, для реконструкции дометаморфической природы рудного вещества докембрийских железистых формаций [2—6, 22 и др.]. Следовательно, уже в процессе разработки образцов с помощью непетрохимических методов мы обязаны (но пока далеко не всегда можем) выявить дометаморфическую природу изучаемых образцов. Для чего в таком случае нужны петрохимические методы?

К ВОПРОСУ ОБ ИЗОХИМИЧНОСТИ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Наряду с разработчиками петрохимических методов представления об изохимичности процессов регионального метаморфизма разделяют все больше и больше геологов, работающих в области геологии осадочного докембрия. Распространению этих взглядов благоприятствуют, с одной стороны, безусловно справедливая критика в адрес ряда геологов

аллохимического направления — П. Лападю д'Арга [10], С. М. Алешина [1] и т. д., и с другой — многочисленные публикации, от статей до монографий, в которых изохимичность процессов регионального метаморфизма как будто доказывается числом и мерой.

И все же, несмотря на это, общее состояние затронутого здесь вопроса оставляет неудовлетворительное впечатление. Оно начинается с общей постановки вопроса. В самом деле, что такое *изохимичность* процессов регионального метаморфизма, если выйти за рамки узкоспециального мышления? *Изохимичность* есть не что иное, как *постоянство*; исходить из *постоянства природных процессов* — значит допускать, что *материя может остановиться в своем движении, в своем развитии*. В связи с этим уместно обратить внимание на то, как ставятся вопросы изучения материи (одной из форм проявления которой являются регионально метаморфизованные породы) в общенаучном (философском) аспекте. Речь, в частности, идет о практике как критерии объективности нашего знания. Как известно, одним из свойств этого критерия является его «неопределенность», но неопределенность лишь в такой степени, чтобы не позволить знаниям человека превратиться в «абсолют», чем и обеспечивается бесконечность самого процесса познания. А что такое *изохимичность* процессов регионального метаморфизма? Это и есть не что иное, как «абсолют», как конечное знание. Если научные выводы объективно отражают сущность геологических явлений и процессов, они не могут быть тормозом для постановки исследований на более высоком уровне бесконечного процесса познания. Но если процесс регионального метаморфизма — *изохимический* процесс, какие можно ставить задачи на базе этого вывода, которые были бы более углубленными и более всесторонними исследованиями, т. е. следующей ступенью познания? Выступать с ее обоснованием — значит вывести из сферы научного познания большую, крайне важную (особенно для понимания докембрия) и совершенно еще не изученную область геологической науки. Доказывать *изохимичность* (как общий случай) — значит заведомо показывать, что в проведенных исследованиях что-то не учтено, где-то допущены ошибки. Приведем примеры из числа тех, на которые ссылаются А. А. Предовский и А. Н. Неелов.

Пример 1. В небольшой статье С. Б. Лобач-Жученко и др. [11] объектом изучения химического состава явились метаморфизованные эффузивно-осадочные и флишoidные породы ладожской формации Балтийского щита (абс. возраст 2500—2300 млн. лет). Степень метаморфизма пород меняется от эпидот-амфиболитовой фации до гранулитовой; в юго-западной части Приладожья проявились интенсивные мигматизация и гранитизация. Выводы авторов сводятся, в частности, к следующим положениям.

1. В пределах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций региональный метаморфизм пород ладожской формации протекал *изохимически* без направленного изменения содержания SiO_2 , FeO , MgO , CaO , а также Na_2O и K_2O . Исключением являются содержание воды и степень окисленности железа (содержание Fe_2O_3 уменьшается от 1,05 до 0,85).

2. Ультраметаморфизм ладожской формации, приводящий к образованию существенно плагиоклазового комплекса пород, происходил в условиях закрытой системы для главных породообразующих окислов.

Не вдаваясь в обсуждение ряда отклонений от *изохимичности* процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, которым С. Б. Лобач-Жученко и др. дают то или иное объяснение, а также того, в каких случаях имеющиеся отклонения следует считать существенными, а в каких — нет, рассмотрим некоторые принципиально важные положения в их работе. К ним прежде всего относится методика опробования пород ладожской формации. «Химический состав, — пишут эти авторы, — определялся для средних проб, полученных методом площадного опробования большей части территории... Пробы составлялись для разных по составу пород отдельно (гнейсы, амфиболиты, граниты и т. д.) для каж-

дой подзоны метаморфизма⁶. Образцы ... отбирались... по сетке (для метаморфических пород 2×2 км ...) ... В том случае, когда обнажение оказывалось сложенным двумя или более породами, бравшийся образец состоял из всех представителей пород, взятых в соответствующих пропорциях. Эти точки были суммированы в группы пород, названных в табл. 1 «смешанными породами». И далее: «подобная методика опробования была использована ранее при подсчете среднего химического состава Канадского щита (ссылка на работу Eade и др., 1966)» [11, с. 356]. Действительно, если цель исследований состоит просто в подсчете среднего состава пород Канадского щита (или даже менее крупного объекта), такая методика, возможно оправдана. Но ведь в работе С. Д. Лобач-Жученко и др. речь идет совсем о другом — о поведении петрогенных элементов в *процессе*! А это значит, что на первый план выходит фактор времени! Главным в опробовании становится не отбор образцов по сетке и т. д., а отбор образцов, удовлетворяющих определенным требованиям на основе реконструкции последовательности метаморфогенного минералообразования в сочетании с литологическим контролем; в задачу последнего входит: 1) наблюдение за тем, чтобы анализировались только те образцы, которые к моменту метаморфизма имели один и тот же или достаточно близкий химический и минеральный состав, и 2) отбраковка образцов, в которых присутствуют минералы посторонних стадий минералообразования. Наконец, если подходить по всем правилам, все это в свою очередь должно взаимоконтролироваться независимыми методами анализа.

Исследования такого рода, за редким исключением, невыполнимы в лабораторных условиях, а в полевых — об этом и говорить не приходится. Так, например, вообще о каком литологическом контроле на современном уровне знаний можно говорить при опробовании пород в зонах ультраметаморфизма?

Поскольку, судя по приводимому описанию, такая работа не проводилась, выводы С. Б. Лобач-Жученко и др. [11] об изохимичности процессов регионального метаморфизма имеют значение предположения, которое в равной мере может оказаться ложным.

Наконец еще одно замечание касается вывода этих авторов [11, с. 360] о том, что «ультраметаморфизм ладожской формации... происходил в условиях закрытой системы для главных породообразующих окислов». Из сравнения средних составов пород зоны ультраметаморфизма и вне ее делать вывод о закрытости — открытости природных систем нельзя. Дело в том, что с методологической точки зрения химический состав пород и закрытость — открытость природных систем относятся к разным философским категориям признаков. Химический состав — к категории внешних признаков, а закрытость — открытость природных систем — к категории внутреннего состояния систем. В их единстве определяющим элементом являются признаки, относящиеся к категории внутренних (внутреннего состояния), т. е. генетических признаков. На основании закрытости — открытости природных систем можно говорить об изохимичности — аллохимичности процессов регионального метаморфизма, а наоборот, т. е. судить о закрытости — открытости систем на основании сравнения средних составов пород, — нельзя. Этот тип методологической ошибки распространен весьма широко [11, 18, и др.].

Пример 2. Работа Б. В. Петрова и В. А. Макрыгиной [14] представляет собой монографическое исследование, посвященное геохимии регионального метаморфизма и ультраметаморфизма пород Байкало-Патомского нагорья. В ней затрагивается ряд весьма важных вопросов, связанных с изучением регионального метаморфизма, предпринимается попытка учесть недостатки ранее проводившихся исследований этого же типа и по возможности избежать их в практической работе. Большое внимание уделено общей постановке проблемы изохимичности — неизохимичности регионального метаморфизма и методам ее решения. «Су-

⁶ Никаких вневременных подзон метаморфизма не существует.

ществуют два пути решения поставленной проблемы», — пишут Б. В. Петров и В. А. Макрыгина. «Первый путь — это статистическая обработка анализов, опубликованных в литературе . . . Известно несколько работ такого рода [1, 8, 10 и др.] . . . Более перспективен второй путь. Он заключается в непосредственном прослеживании и опробовании одного или нескольких пластов в различных метаморфических зонах. При таком подходе совершенно неважно, как назвать изучаемые породы. Главное, чтобы пласты переходили из одной метаморфической зоны в другую . . . Трудность интерпретации результатов второго метода изучения проблемы изохимичности заключается в необходимости учета литологических факторов, которые наряду с метаморфизмом могут быть причиной изменения химического состава пород вдоль пластов. Однако эта трудность преодолима [14, с. 5—6]. Основной вывод авторов сводится к следующему положению: «Доказано, что прогрессивный региональный метаморфизм инертен по отношению к большинству петрогенных и редких элементов и достаточно близок к изохимическому процессу» [14, с. 323].

Принципиальное отличие своих исследований от других работ подобного профиля эти авторы видят прежде всего в выборе участков, которые послужили основой для изучения метаморфических процессов. Главные требования, которые они предъявили к выбору участков, таковы: 1) наличие «секущей» метаморфической или метасоматической зональности; 2) широкий набор исходных пород; 3) значительный диапазон термодинамических условий; 4) обнаженность, достаточная для прослеживания и опробования выбранных горизонтов во всех метаморфических зонах. Для каждого из участков были составлены детальные геологические и метаморфические карты, проанализированы минеральные ассоциации всех наиболее распространенных разновидностей пород и выявлены их главные литологические характеристики» [14, с. 323].

Несмотря на широкий охват вопросов, связанных с решением проблемы изохимичности процессов регионального метаморфизма, в цитируемой работе имеются принципиально важные упущения. Поскольку речь идет о поведении петрогенных элементов в процессе (в данном случае процессе регионального метаморфизма), главным требованием, предъявляемым к выбору участков для постановки исследований такого рода, является не набор перечисленных Б. В. Петровым и В. А. Макрыгиной требований, а возможность решения вопросов времени и прежде всего возможность обоснованной реконструкции последовательности метаморфогенного минералообразования. На этом крайне важном и к тому же больном вопросе в области изучения метаморфизма целесообразно сосредоточить все внимание.

В связи с тем что эволюция минерального состава представляется в виде смены минеральных парагенезисов, необходимо (во избежание путаницы) указывать, что понимают под этим крайне важным термином сами авторы: например, по Д. С. Коржинскому и т. д. Судя по изложению материалов рассматриваются ассоциации по крайней мере одновременно образующихся минералов. Если так, тогда выделение минеральных парагенезисов необходимо подтверждать признаками их одновременного образования. Однако в случае метаморфических пород критерии такого типа пока не разработаны. К чему же в таком случае сводятся доказательства парагенности минералов в монографии Б. В. Петрова и В. А. Макрыгиной? Сами они об этом пишут, например, следующее: «Взаимоотношения между дистеном и хлоритоидом показывают, что они являются парагенными (рис. 6)» [14, с. 29]. И только! Приводимый рисунок ничего не доказывает, кроме того, что в высокоглиноземистых сланцах дистен и хлоритоид встречаются совместно и что размеры кристаллов дистена значительно больше, чем хлоритоида. Нужны тонкие структуры совместного роста — такие, из которых однозначно вытекало бы их одновременное образование, и т. п. Не является критерием парагенности минералов и отсутствие реакционных взаимоотношений; дело в том, что в этом случае нельзя отделить парагенные минералы от устойчивых! Как же преодолевают эти объективные трудности ав-

торы монографии? Читаем: «Возникновением своим дистен, по-видимому, обязан реакции пиррофиллит→дистен+кварц+H₂O. Подтверждением ее является заметное увеличение содержания кварца в породах субфации, в то время как количество хлоритоида и мусковита остается на прежнем уровне» [14, с. 28]. Здесь не «подтверждение», а методологическая ошибка, суть которой сводится к тому, что критерием внутреннего развития системы, т. е. генезиса дистена, выступают черты, относящиеся к категории внешних признаков (количественные соотношения минералов). И в последующем изложении при решении вопросов образования тех или иных минералов Б. В. Петров и В. А. Макрыгина руководствуются тем же самым ошибочным критерием с той разницей, что в отдельных случаях они указывают на гипотетический характер приводимых реакций. Например, «магнезиальность биотита из этих пород (известково-силикатных.—И. Б.) сравнительно высока..., поэтому образование его не может идти по обычной реакции хлорит+серицит+анкерит→биотит+кальцит+H₂O+CO₂. Подтверждением ее служит заметное сокращение количества анкерита в биотитовой зоне» [14, с. 80]. И далее: «В железистых сланцах..., судя по изменению соотношений минералов в породах, гипотетическая реакция образования биотита такова: хлорит+мусковит+хлоритоид→ставролит+альмандин+биотит+H₂O». В заключение рассмотрим образование эпидота. С самого начала авторы монографии стремятся уверить читателя в том, что «поле их устойчивости (минералов группы эпидота.—И. Б.) распространяется на все изученные метаморфические фации» [14, с. 103]. Но, может быть, эпидот просто регрессивный минерал и, образуясь в породах всех «изученных» фаций, создает иллюзию устойчивости в широкой области термодинамических условий? Вот что Б. В. Петров и В. А. Макрыгина пишут по этому поводу: «В ряде случаев, действительно, можно наблюдать, как обычный эпидот развивается вдоль поздних трещинок в породе. Однако это ни в какой мере не служит доказательством того, что весь эпидот обычного состава является вторичным. Напротив, ряд фактов, в том числе и особенности химического состава эпидота, говорят о его равновесии с другими сосуществующими минералами амфиболовых пород» [14, с. 105]. И последнее: «Изменение петрографического состава известково-силикатных пород... свидетельствует о том, что образование эпидота происходит по реакции: мусковит+хлорит+карбонат→биотит+эпидот+CO₂+H₂O». О том, что изменение петрографического состава (количественных соотношений минералов) не может свидетельствовать об образовании минералов, было сказано выше. О том, что скрывается за рядом фактов, неясно; ясно другое — особенности химического состава минералов, в данном случае эпидота, не могут говорить о его равновесии с другими минералами. Мы, геологи, не умеем доказывать одновременность образования минералов в шлифах (если, конечно, руководствоваться объективными критериями), а доказательство равновесности минералов — это пока трудно осуществимая цель исследователей, работающих в области реконструкции метаморфизма.

И этих примеров, вероятно, достаточно для того, чтобы уяснить, что вопросы времени, от решения которых зависит достоверность выводов проведившейся работы, остались нерешенными. Выделенные Б. В. Петровым и В. А. Макрыгиной минеральные парагенезисы [14, с. 29, 30, 72 и т. д.] являются не более чем *гипотетическими* парагенезисами; такой же гипотетический характер носит и реконструкция последовательной смены минеральных парагенезисов во времени. Все это, вместе взятое, меняет суть дела, т. е. степень обоснованности основного вывода об изохимичности процессов регионального прогрессивного метаморфизма, которая из доказательства превращается в гипотетическое доказательство, иначе говоря, в предположение, которое, если принять во внимание всю совокупность допущений, к тому же мало вероятно. Наконец, нет контроля результатов исследований независимыми методами. Цитируемые работы не являются исключением. Они дают общее наглядное представление о том, что изучение химизма процессов регионального метамор-

физма по существу еще только начинается; без решения вопросов времени — при прочих благоприятных обстоятельствах — не может быть и решения проблемы изохимичности — неизохимичности процессов регионального метаморфизма.

Еще один вариант реконструкции природы метаморфических пород по петрохимическим данным предложен А. А. Маракушевым и В. И. Фельдманом [12]. Обоснованию метода предшествует краткая характеристика процессов метаморфизма с напоминанием о том, что в одних случаях метаморфизм сопровождается существенным изменением химического состава, затрудняющим или делающим невозможным восстановление первичной природы метаморфических пород, а в других — изменение содержания компонентов, кроме летучих, не очень значительно и в ходе петрохимических расчетов им можно пренебречь. Главным с точки зрения этих авторов является вопрос разграничения орто- и пара-метаморфических пород — вопрос, на котором сосредоточено все их внимание. Общий итог работы: реконструкция первичной природы метаморфических образований *петрохимически разрешима* лишь на основе сопоставления их химических составов с составами главных типов осадочных и изверженных горных пород; предложенные в статье диаграммы подобного сопоставления эффективны лишь при комплексном их использовании и при сведении на них не единичных случайных анализов метаморфических пород, а достаточно представительного петрохимического материала. С этим резюме А. А. Маракушева и В. И. Фельдмана трудно согласиться, поскольку перекрытие составов орто- и параметаморфических пород не является единственным и определяющим недостатком, стоящим на пути внедрения петрохимического метода в практику реконструкции природы метаморфических пород.

* *
*

Как известно, в основу петрохимических методов реконструкции природы метаморфических пород положено известное отличие различных типов осадочных и магматических пород. Поскольку с методологической точки зрения химический состав пород относится к категории внешних признаков геологических объектов, т. е. таких, которые однозначно не определяют их сущность⁷, то все недостатки этого критерия «перекочевывают» в петрохимические методы. Более того, расширив сферу их применимости на докембрий, исследователи автоматически ввели в эти методы новые недостатки; негативное значение последних превышает допустимое в геологии. Поэтому петрохимические методы в их современном виде должны неизбежно вступить в противоречие не только с логикой познания, но и научными фактами. С разработкой взаимоконтролируемых методов реконструкции природы рудного вещества докембрийских железистых формаций характер противоречий обнажился с еще большей полнотой. Во-первых, это противоречие с требованиями диалектической логики, проявляющееся прежде всего в игнорировании времени во всех его важнейших аспектах (геоисторическом и эволюционно-метаморфическом). Одним из главных внутренних противоречий петрохимических методов выступает необходимость отбраковки пород, претерпевших существенный привнос или вынос вещества, что, как было показано выше, означает ликвидацию самого петрохимического метода. Одним из главных внешних противоречий выступают результаты реконструкции дометаморфической и первичной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций [2—6, 22 и др.], показывающие, что отложение рудного вещества этих формаций происходило в форме *хемогенных* железистых карбонатов, что докембрий отличался углекислотной

⁷ Так, например, согласно А. А. Маракушеву и В. И. Фельдману, частичное совпадение составов отмечается для базитов и глинисто-карбонатных пород, габро и диоритов с гидрослюдистыми и монтмориллонитовыми глинами, отчасти граувакками, гранитов — с граувакками и аркозами [12].

восстановительной атмосферой и что, следовательно, характер экзогенных процессов в докембрии должен был существенно отличаться от характера этих процессов в фанерозое. Поэтому никаких надвременных, «абсолютных» петрохимических методов (и классификаций) быть не должно; для докембрия должна быть внесена своя собственная эталонная петрохимическая информация.

Перечислим некоторые принципиально важные недостатки, свойственные петрохимическим методам: 1) не позволяют восстанавливать природу метаморфизованных пород, исчезнувших в геологической истории Земли; прежде все это касается природы сланцево-рудного вещества докембрийских железистых формаций, т. е. магнезиально-железистых и железистых карбонатов; 2) не обладают возможностью различать породы одного и того же состава, но отличного генезиса (например, доломиты хемогенные — доломиты замещения по известнякам; сидериты хемогенные — сидериты диагенетические — сидериты гидротермальные, и т. д.), что крайне важно для понимания условий экзогенного породообразования в докембрии; 3) не позволяют в полной мере восстанавливать объем известково-магнезиальных карбонатов в докембрии; 4) не обладают возможностью восстанавливать валентные формы элементов в неметаморфизованном веществе и тем самым судить об эволюции валентных форм элементов в процессах метаморфизма.

Иначе говоря, применение петрохимических методов ведет к затушевыванию элементов эволюции в геологической истории Земли.

Литература

1. *Алешин С. М.* Многофакторный принцип классификации метаморфических пород// Материалы конференции молодых научных работников. Иркутск, 1968. С. 84—89.
2. *Бергман И. А.* Докембрийский железорудный осадочный процесс, его закономерности и следствия//Литология и осадочная геология докембрия. М.: ККП ВГФ, 1973. С. 358—361.
3. *Бергман И. А., Савинова Е. Н.* К геохимии фосфора и бора в породах криворожской серии в связи с решением проблемы генезиса докембрийских железистых формаций//Геохимия. 1978. № 8. С. 1188—1197.
4. *Бергман И. А., Шербаков В. И., Гаврилова Л. К.* Li/Mg отношение как критерий карбонатной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций// Геохимия. 1980. № 1. С. 53—70.
5. *Бергман И. А., Соборнов О. П.* К геохимии урана и тория в породах железорудной гимольской серии (Карелия)//Геохимия. 1981. № 5. С. 729—746.
6. *Бергман И. А., Колесов Г. М., Воробьев В. С.* К геохимии редкоземельных элементов в докембрийских железистых формациях в связи с проблемой их генезиса// Геохимия. 1985. № 6. С. 821—833.
7. *Де ля Рош Х.* Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории//Метаморфизм и метасоматоз. Т. 3. Кн. 1 (Тр. 1-го Междунар. геохим. конгр.). М.: ГЕОХИ, 1972. С. 263—290.
8. *Добрецов Н. Л., Реввердатто В. В., Соболев В. С. и др.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
9. *Загородный В. Г., Макиевский С. И.* К вопросу о распространенности осадочно-метаморфических железорудных формаций на Кольском полуострове//Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1981. С. 59—64.
10. *Лапидю д'Арг П.* О существовании в природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев//Проблема образования гранитов. Т. 2. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 51—107.
11. *Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Афанасьева Л. И.* Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма//Геохимия. 1972. № 3. С. 355—361.
12. *Маракушев А. А., Фельдман В. И.* Реконструкция первичной природы метаморфических пород по петрохимическим данным//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 6. С. 59—81.
13. *Неелов А. Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
14. *Петров Б. В., Макрыгина В. А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 343 с.
15. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. 116 с.
16. *Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М.* Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 140 с.

17. *Предовский А. А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 153 с.
18. *Ранкама К.* Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы//Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 672—686.
19. *Сидоренко А. В.* Проблемы осадочной геологии докембрия//Сов. геология. 1963. № 4. С. 3—42.
20. *Сидоренко А. В.* Очередные проблемы литологического изучения докембрия//Состояние и задачи советской литологии. Т. 1. М.: Наука, 1970. С. 148—158.
21. *Lepp H., Goldich S. S.* Origin of Precambrian iron formations//Econ. Geol. 1964. V. 59. № 6. P. 1025—1060.
22. *Tugarinov A. I., Bergman I. A., Gavrilova L. K.* The facial nature of the Krivoi Rog iron formation. Kiev: Nauk. Dumka, 1970. 20 p.

ВИМС, Москва

Поступила в редакцию
10.XI.1985

УДК 551.332

КРИОГЕННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

ДАНИЛОВ И. Д.

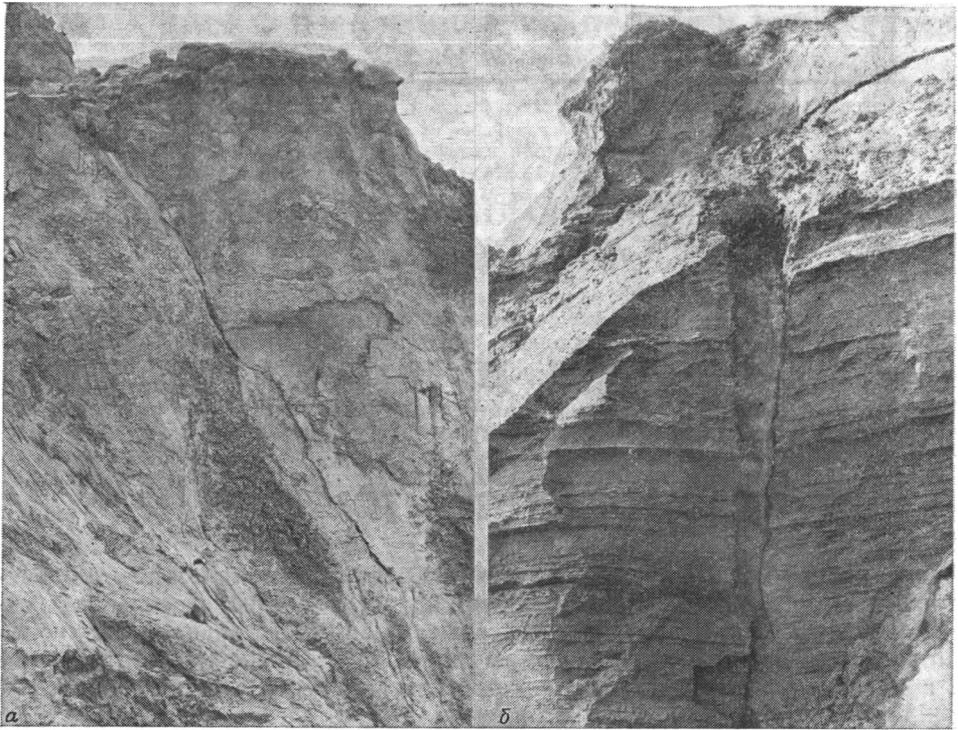
Охарактеризован комплекс криогенных дислокаций в новейших отложениях криолитозоны — разрывных и пликативных. Последние наиболее разнообразны и формируются двумя главными способами: локальные внедрения (инъекции) подземных вод и пльвунных грунтов в промерзающие сверху толщи пород, в результате чего возникают отдельные антиклинальные структуры или их группы, выраженные или невыраженные в современном рельефе местности; 2) площадное пликативное дислоцирование толщ бассейновых тонкодисперсных влагонасыщенных осадков в ходе их промерзания сверху при наличии водоупоров (в том числе мерзлых пород), снизу и с боков.

Осадочным породам современной и древних криолитозон — зон распространения мерзлых толщ и подземных льдов — свойственны различного рода пликативные и разрывные дислокации. По происхождению их можно подразделить на три главные группы: литогенные, гляциогенные и криогенные. Литогенные дислокации формируются как в процессе накопления осадков, так и на стадии диагенеза. Обычно это структуры оплывания, оползания донных влагонасыщенных грунтов, а также конвективные структуры («нагрузки»), достигающие иногда весьма крупных размеров — до нескольких десятков метров по вертикали [3]. Кроме того, в областях, подвергавшихся в прошлом или подвергающихся в настоящем оледенению, возможно наличие разнообразных гляциогенных дислокаций, связанных как с воздействием льда на подстилающие породы, так и с процессами формирования самих ледниковых отложений [6 и др.].

Предмет настоящего сообщения — криогенные дислокации, обусловленные промерзанием отложений и подземным льдовыделением. Морфологически они часто сходны с литогенными и гляциогенными. Однако их следует различать с тем, чтобы успешнее использовать в целях реконструкции обстановок осадконакопления прошлого, а также для диагностирования древних областей, в пределах которых были развиты толщи мерзлых пород с подземными льдами. В настоящее время хорошо известно, что криогенные обстановки осадконакопления были свойственны практически всем эрам фанерозоя, раннему и позднему протерозою, возможно, позднему архею. Становится очевидной значимость правильной диагностики криогенных дислокаций, выявления их характерных черт, позволяющих отличать от гляциогенных, литогенных и собственно тектонических.

Криогенные дислокации обнаруживают удивительное (иногда с поправкой на масштаб) сходство с хорошо известными тектоническими дислокациями, как разрывными, так и пликативными. Их изучение в этом плане имеет исключительно важное значение для выявления всех сторон и особенностей тектогенеза в целом, в том числе и криогенного. Как будет показано далее, разнообразие, широта распространения и особенности проявления мерзлотных дислокаций позволяют говорить об особом типе экзотектогенеза — *криогенном тектогенезе*. Вместе с тем именно криогенные дислокации недостаточно освещены в специальной литологической литературе.

Разрывные криогенные дислокации обязаны своим возникновением процессам морозобойного растрескивания грунтов при их резком зимнем охлаждении и сокращении объема. Образуются пересекающиеся между собой морозобойные трещины (фиг. 1, А), ограничивающие прекрасно

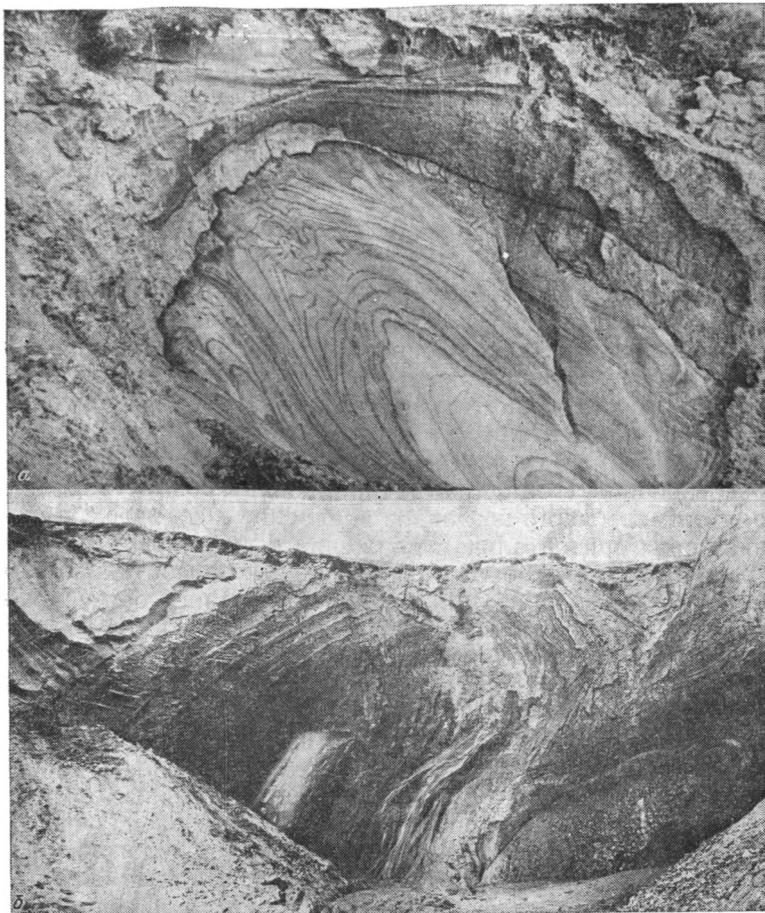


Фиг. 1. Морозобойная трещина и ледяная жила, вдоль которых прослеживается небольшое смещение слоистых пород бассейнового генезиса
 А — морозобойная трещина, частично «залеченная» подземным льдом, пронизывает толщу слоистых алевроитов на глубину до 15 м от дневной поверхности; Б — ледяная жила видимой вертикальной протяженности 3,5 м образована вследствие «залечивания» серии морозобойных трещин подземным льдом

выраженные в рельефе земной поверхности многоугольные, чаще всего четырехугольные полигоны. При определенном сочетании условий — достаточном увлажнении местности, тонкодисперсных, особенно оторфованных грунтах — трещины «залечиваются» подземным льдом. Циклически повторяющийся процесс морозобойного растрескивания и залечивания трещин льдом обуславливает возникновение подземных вертикально ориентированных клиновидных ледяных жил (фиг. 1, Б). Вертикальная протяженность морозобойных трещин может достигать 12—15 м при ширине 3—5 см. Если процесс морозобойного растрескивания и формирования ледяных жил осуществляется на фоне повышенной континентальной аккумуляции в условиях низменных, периодически затопляемых лайд, дельт, подножий пологих склонов, могут формироваться ледяные жилы шириной до 8—10 м и вертикальной протяженностью до 40—60 м и более, поскольку мерзлотно-криогенный процесс развивается параллельно с осадочным. Во многих случаях вдоль морозобойных трещин не происходит образования ледяных жил, а отмечается смещение пород вдоль них. Эффект смещения слоев пород можно наблюдать и вдоль ледяных жил (см. фиг. 1, Б).

Пликативные криогенные дислокации наиболее разнообразны по морфологии и способам образования. Среди них могут быть выделены отдельные *локальные* структуры, связанные с внедрениями (инъекциями) водных или водно-грунтовых масс в мерзлые или промерзающие толщи, и складчатые дислокации, имеющие *площадное* распространение, связанные с напряжениями, возникающими при промерзании толщ и слоев влагонасыщенных тонкодисперсных (пльвунных) грунтов.

Бесспорную криогенную природу имеют дислокации в так называемых буграх пучения, представляющих собой достаточно крупные локальные антиклинальные структуры. Особенно ярко они выражены в много-



Фиг. 2. Антиклинальные структуры, образованные внедрениями подземного льда и ледогрунта в толщи слоистых бассейновых отложений песчано-глинисто-алевритового состава

А — крупная антиклинальная структура видимой вертикальной протяженностью около 7 м, образованная слоистым подземным льдом; *Б* — система двух взаимосвязанных антиклинальных структур: слева — внедрение монолитного льда (белое) и ледогрунта (темное); справа — ледогрунта (темное)

летних буграх пучения, называемых в Якутии булгунняхами, а на севере Северной Америки — пинго. Высота этих бугров достигает 50—70 м, поперечник 100—150 м и более. Внутри расположено ледяное ядро, слагающее центральную часть структуры, выше него слои мерзлых пород согласно изогнуты в антиклинальные складки.

Внутреннее строение бугров несет на себе все морфологические признаки внедрения (инъекции) замерзшей водной или водно-грунтовой массы во вмещающие породы, которые к моменту инъекции были уже мерзлыми, но тем не менее испытывали пластические деформации без разрыва сплошности.

Образование крупных многолетних бугров пучения связано с промерзанием замкнутых объемов талых водонасыщенных грунтов, залегающих под дном спущенных озерных котловин. В процессе этого промерзания создаются талые чаши, окруженные со всех сторон мерзлотой, внутри которых по мере сокращения их объема возникают огромные гидростатические давления. Они снимаются путем выжимания водонасыщенных грунтов и подземных вод в сторону наименьшего сопротивления, т. е. обычно вверх. Таким образом возникают и сами бугры с ледяными ядрами и сопровождающие их складчатые дислокации в виде антиклинальных структур.

Наряду с выраженными в современном рельефе антиклинальными структурами бугров пучения, криогенная природа которых бесспорна, в мерзлых толщах существуют антиклинальные структуры, никак не выраженные в современном рельефе (фиг. 2). Они нередко принимаются за погребенные в толщах плейстоценовых «изначально-мерзлых» отложений остатки дислоцированного в процессе движения льда ледников — реликтовые глетчерные льды былых ледниковых покровов равнин криолитозоны [4 и др.]. Однако криогенная природа подобных образований устанавливается достаточно определенно.

Зафиксированная на фотографии (см. фиг. 2, А) антиклинальная структура состоит из подземного льда, в различной степени насыщенного пузырьками воздуха и минеральными частицами пелитовой, алевритовой и псаммитовой фракций, образующими в первом случае белые полосы, во втором — темные. Предположение о захоронении глыбы дислоцированного наземного глетчерного льда в данном случае не может быть принято по ряду причин. Это прежде всего морфология самой антиклинальной структуры, а также ее внутреннее строение. Прекрасно видно, что лед и перекрывающие его породы дислоцированы совместно, также хорошо видно, что имело место поэтапное внедрение льда вверх, а не его дислоцирование при горизонтальном движении в ледниковом покрове. Вмещающие ледяную залежь породы представлены горизонтально-слоистыми ленточноподобными алевритами, несомненно водного бассейнового происхождения. За пределами структуры они имеют нормальное горизонтальное залегание. Нет никаких оснований считать слоистые алевриты «изначально-мерзлой» мореной, в которой сохранились глыбы пластически деформированного глетчерного льда.

Еще более убедительно криогенная, а не гляциогенная природа подземных дислоцированных ледяных залежей может быть показана на другом примере (см. фиг. 2, Б). На фотографии видны два внедрения, имеющие характер антиклинорий, внутри которых располагаются ледяные ядра, состоящие из наиболее деформированной ледогрунтовой массы и взаимосвязанного с нею монолитного льда. Грунтовая часть ледогрунтовой смеси представлена вязкими, нередко почти черными илистыми алевритами, обладающими резким запахом разлагающейся органики. Они содержат редкие включения крупнообломочного материала, в основном галька, щебень, реже мелкие валуны. Монолитный лед неоднороден и в единых телах состоит из различных модификаций: чистый стекловидный, белый сахаровидный (насыщенный пузырьками воздуха), грязный (обогащенный минеральными частицами).

Перекрывающее льдистое ядро слоистые пески и алевриты изгибаются согласно с его формой, углы наклона на крыльях достигают 45° , а иногда складки имеют запрокинутый характер. Общая видимая в естественных разрезах мощность пород, вовлеченных в дислокации, составляет 20—30 м, истинная их мощность, несомненно, больше. Дислокации никак не выражены в рельефе и срезаются ровной, почти плоской поверхностью террасовидных уровней рельефа. Переход льдистого ядра структур в перекрывающие породы постепенный: неслоистые льдистые илистые алевриты вверх по разрезу сменяются сначала тонкогоризонтально-слоистыми, а затем ленточно-слоистыми песчаными алевритами, незаметно переходящими в толщу песков — сначала мелкозернистых горизонтально-слоистых, затем среднезернистых волнисто-, наклонно- и косослоистых. Все отмеченные литологические разности пород содержат комплексы микрофауны фораминифер, а льдистые грунты ядра, кроме того, раковины морских моллюсков. Следовательно, слоистые пески, алевриты и грунтовая составляющая дислоцированного ледяного ядра накапливались в морских условиях. Если и можно говорить о погребении ледяных глыб, это погребение должно было происходить на дне морского водоема. С этим предположением не согласуется ряд наблюдений.

В случае захоронения на морском дне глыб льда перекрывающие их осадки имели бы облекающую слоистость, постепенно выполаживающуюся вверх по разрезу. В данном случае перекрывающие каждое льди-

стое ядро слои осадков изгибаются согласно с его кровлей, почти не меняя своей мощности. Иными словами, имело место изгибание слоев морских осадков в процессе внедрения в них льда и ледогрунта, а не облекание и захоронение глыб льда на дне. В условиях дна водоема и большой влагонасыщенности слои песка и алевролита просто не могли бы удержаться на скользкой поверхности ледяного тела при угле наклона 45° , тем более они не могли бы участвовать в строении запрокинутых складок. Морфология и строение структур со всей очевидностью свидетельствует, что их образование обусловлено увеличением объема пород ядра за счет льда (содержание которого составляет до 70—80% объема породы), внедрявшегося в толщи в ходе их промерзания. В процессе внедрения льда происходило и дислоцирование вышележащих отложений.

Крупные антиклинальные структуры с ледяными ядрами не одиночное, а массовое явление в мерзлых толщах осадочных пород криолитозоны. Они свойственны районам, где широко распространены морские мелководные осадки песчано-глинисто-алевритового состава (север Западной Сибири, Северо-Сибирская низменность, прибрежные равнины Чукотки). Процесс формирования ледяных внедрений был, по-видимому, следующий. Сначала сверху промерзали, после выхода из-под уровня водоема седиментации, приповерхностные отложения песчаного состава. В ходе этого процесса влага из песков отжималась вниз в глинистые илы — известный «поршневой эффект» отжатия влаги при промерзании песчаных толщ. Благодаря этому глинистые илы перед промерзанием влагонасыщались и переходили в пльвунное состояние. Кровля их, т. е. подошва вышележащих песков, всегда неровная. Поэтому промерзание илов осуществлялось не одновременно, а разновременно в разных местах, что приводило к образованию замкнутых систем, в которых возникали большие гидростатические давления. Водонасыщенные пльвунные массы под действием высокого давления внедрялись вверх в уже промерзшие толщи и замерзали в них с большим увеличением объема и частичной дифференциацией вещества на ледяную и ледогрунтовую составляющие. Степень этой дифференциации определялась скоростью процесса замерзания и рядом других пока еще не познанных факторов. Подземные ледяные внедрения, приводя к возникновению антиклинальных структур, одновременно дислоцировались сами. Отсутствие выраженности ледяных внедрений в современном рельефе вполне объяснимо его последующей длительной планацией мерзлотно-денудационными процессами. Вероятно также, что внедрения вещества в полувязкой среде вверх компенсировались его оттоком вниз между соседними антиклинальными структурами, что хорошо видно в целом ряде случаев (см. фиг. 2, Б).

Пликативные складчатые дислокации, имеющие площадное распространение и охватывающие значительные по протяженности участки, — весьма распространенное явление, свойственное мерзлым толщам новейших отложений криолитозоны. В наибольшей степени они характерны для слоистых илистых песков, алевролитов, глин, бассейнового генезиса. Среди складчатых дислокаций площадного типа могут иметь место как литогенные, так и криогенные. Литогенные представлены разнообразными структурами оплывания, оползания, а также конвективными (адвективными — по В. В. Белоусову [1]). Отличительными признаками структур оплывания и оползания в толщах бассейновых отложений являются: локальность проявления, горизонтальная или наклонная ориентировка, перекрытие сериями недеформированных слоистых отложений [2]. Конвективные (адвективные) структуры имеют вертикальный размах от нескольких сантиметров до десятков метров, расположение их по вертикальному разрезу осадочных толщ многоярусное, т. е. они чередуются со слоями недеформированных или слабо деформированных пород [3].

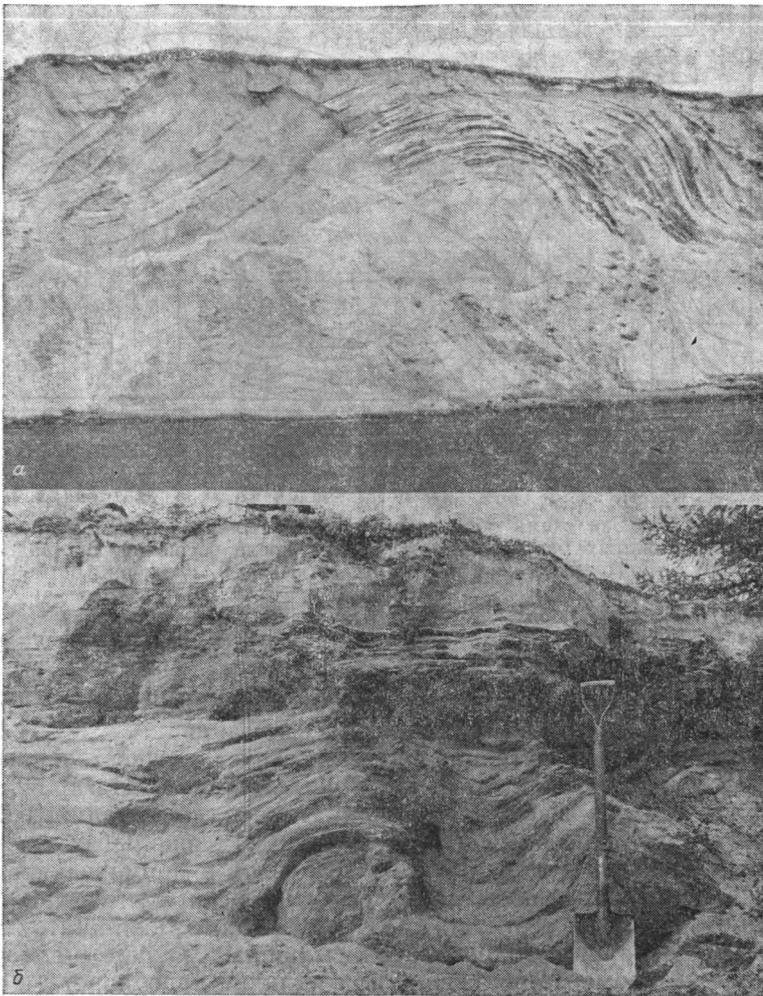
Во многих случаях складчатые дислокации охватывают значительные по мощности (до 40—60 м и более) толщи слоистых бассейновых отложений на достаточно протяженных пространствах, измеряемых километрами и даже десятками километров. Их образование связывают либо с подводным оползанием, либо с воздействием древних ледников.

Однако имеются определенные признаки, не позволяющие делать ни того, ни другого заключения.

Гляциогенная природа дислокаций не может быть принята по следующим причинам. При этом способе образования дислокаций предполагается, что они имеют гляциодинамическую или гляциостатическую природу. Либо ледник оказывал при своем движении динамическое воздействие на подстилающие слоистые породы ложа, сминая их в складки, либо он оказывал неравномерное давление на эти породы, обладавшие пластичностью, что приводило к их выжиманию вверх в местах меньшего давления. Однако как и в случае с отдельными антиклинальными структурами, дислоцированные в складки породы подходят непосредственно к дневной поверхности и срезаются ею. Они не перекрыты никакими иными типами отложений, в том числе и теми, которые можно было бы принять за ледниковые и которые свидетельствовали бы о перекрытии в прошлом слоистых водных толщ ледниками. Поверхности, сложенные дислоцированными толщами, отличаются ровным, даже плоским, нередко четко выраженным террасовидным характером. Естественно предположить, что если бы ледник деформировал пластические слоистые водные отложения, он должен был деформировать и поверхности, сложенные ими. Дислокации же никак не выражены в рельефе. С точки зрения ледниковой концепции не получает удовлетворительного объяснения факт близкого сосуществования дислоцированных и недислоцированных толщ разного генезиса в условиях одной геоморфологической поверхности и разной степени дислоцированности однотипных пород в пределах разновысотных геоморфологических уровней.

В то же время не всегда приемлемо и объяснение возникновения складчатых дислокаций процессами подводного оползания, оплывания или конвективной неустойчивости при неравномерной нагрузке на влагонасыщенные пластичные грунты. Этой концепции прежде всего противоречит наблюдаемая в ряде случаев совместная дислоцированность отложений и пронизывающих их ледяных прослоек и даже пластов подземного льда. В последнее время предпринята попытка объяснить процесс подводного оползания донных влагонасыщенных грунтов и синхронного льдовыделения в них [5]. Известно, что придонные воды и осадки полярных морей имеют в основном отрицательную температуру в интервале от $-1,3$ до $-1,8^{\circ}\text{C}$. Предполагается, что подводное оползание осадков, вызвав спонтанное их разделение на водную и грунтовую составляющие, приведет к замерзанию в условиях отрицательных температур свободной воды и переходу всей системы в мерзлое состояние. Сколь ни заманчиво предлагаемое объяснение совместного дислоцирования отложений и льдов в них, эта гипотеза пока мало обоснована.

Представляется, что решающее значение при возникновении складчатых дислокаций в толщах бассейновых отложений Севера играют криогенные деформации, обусловленные промерзанием и объемными изменениями, вызванными подземным льдовыделением. Показательными в отношении способа образования крупных криогенных складчатых дислокаций (фиг. 3, А) являются микродислокации так называемого *деятельного слоя* (см. фиг. 3, Б), т. е. слоя летнего оттаивания и зимнего промерзания приповерхностной части грунтов. Происхождение дислокаций деятельного слоя устанавливается достаточно определенно, они связаны с неравномерностью его осенне-зимнего промерзания. Глубина оттаивания летом неодинакова и зависит от рельефа местности, характера растительности, толщины снежного покрова и т. д. Скорость осенне-зимнего промерзания вследствие этих же причин также разная. В результате на определенных этапах процесса промерзания деятельного слоя в нем возникают замкнутые объемы талых водонасыщенных пльвунных грунтов, оказавшихся зажатыми между кровлей постоянно мерзлых пород и подошвой промерзающих сверху пород. Прогрессирующее развитие процесса промерзания приводит к увеличению давления в замкнутых прослоях пльвунных грунтов деятельного слоя на значительных по площади участках. Вследствие этого обстоятельства возникают не ло-

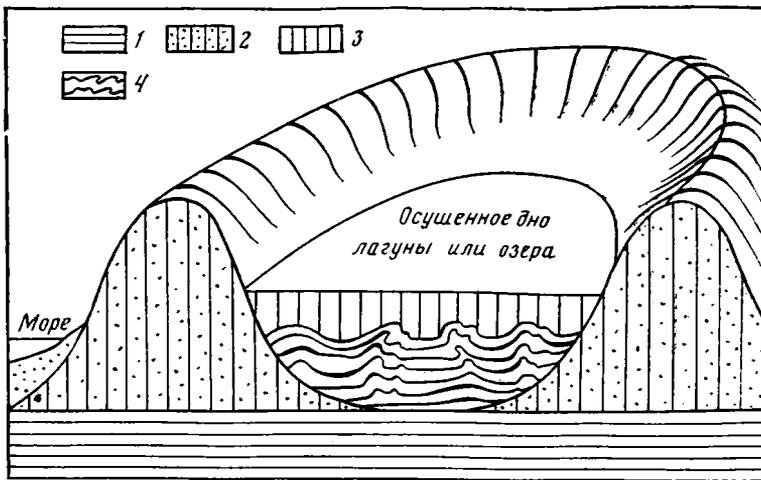


Фиг. 3. Складчатые криогенные дислокации

А — крупного масштаба в толще слоистых мелко- и среднезернистых песков видимой мощностью около 20 м; Б — мелкого масштаба в песках оттаивающего летом и промерзающего зимой (деятельного) слоя

кальные внедрения подземных вод и пльвунов, а происходит площадное дислоцирование пльвунных грунтов при переходе их в мерзлое состояние, сопровождающееся общим подъемом (пучением) дневной поверхности.

Нечто подобное наблюдается при промерзании сверху после осушения дна обширных водоемов седиментации влагонасыщенных илов на значительных по площади участках (фиг. 4). Подстилаемые снизу и ограниченные с боков уплотненными (в том числе и мерзлыми) породами влагонасыщенные толщи бассейновых илов начинают интенсивно, но неравномерно промерзать сверху, возникают изолированные замкнутые системы пльвунных грунтов, давления в которых постепенно возрастают по мере прогрессирующего развития процесса промерзания. Под действием напряжений толщи илов начинают пучиться и пластично деформироваться аналогично грунтам деятельного слоя при его промерзании. При определенных условиях произойдет образование локальных антиклинальных структур с ледяными ядрами, которые рассмотрены выше. На значительных же по протяженности участках, ограниченных ранее промерзшими толщами, складчатое дислоцирование будет иметь площадный характер. Если в процессе промерзания бассейновых отложений не создаются замкнутые объемы с развивающимися в них высокими дав-



Фиг. 4. Принципиальная схема образования складчатых дислокаций в промерзающих сверху толщах слоистых бассейновых отложений после осушения дна водоема седиментации, окруженного возвышенными формами рельефа, сложенными мерзлыми породами
 1 — уплотненные горные породы; 2 — мерзлые толщи; 3, 4 — новообразованные многолетнемерзлые породы (3 — недислоцированные, 4 — дислоцированные)

лениями, дислоцирование пород не происходит, они переходят в мерзлое состояние, не испытывая существенных деформаций.

Приведенный выше материал свидетельствует о существовании в природе особого типа экзотектогенеза — *криотектогенеза*. Он проявляется в образовании как разрывных, так и пликвативных дислокаций. Последние возникают двумя способами в результате: 1) локальных интрузий — инъекций подземных вод и пльвунных грунтов в промерзающие толщи отложений (антиклинальные структуры, выраженные и невыраженные в современном рельефе местности); 2) площадного складчато-пластического деформирования толщ влагонасыщенных глинисто-алевритовых илов в ходе их промерзания сверху при наличии водоупоров (в том числе и мерзлых пород), снизу и с боков.

Литература

1. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 с.
2. Данилов И. Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 5. С. 114—123.
3. Данилов И. Д. Методика криолитологических исследований. М.: Недра, 1983. 200 с.
4. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Реликтовые глетчерные льды и их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области многолетней мерзлоты // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1978. Т. 297. С. 65—76.
5. Попов А. И. О пликвативных дислокациях и криолитогенезе в плейстоценовых отложениях Северной Евразии // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука, 1985. С. 90—101.
6. Шанцер Е. В. Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных отложений // Литология в исследованиях Геологического ин-та АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 56—95.

Московский государственный университет

Поступила в редакцию
 11.III.1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

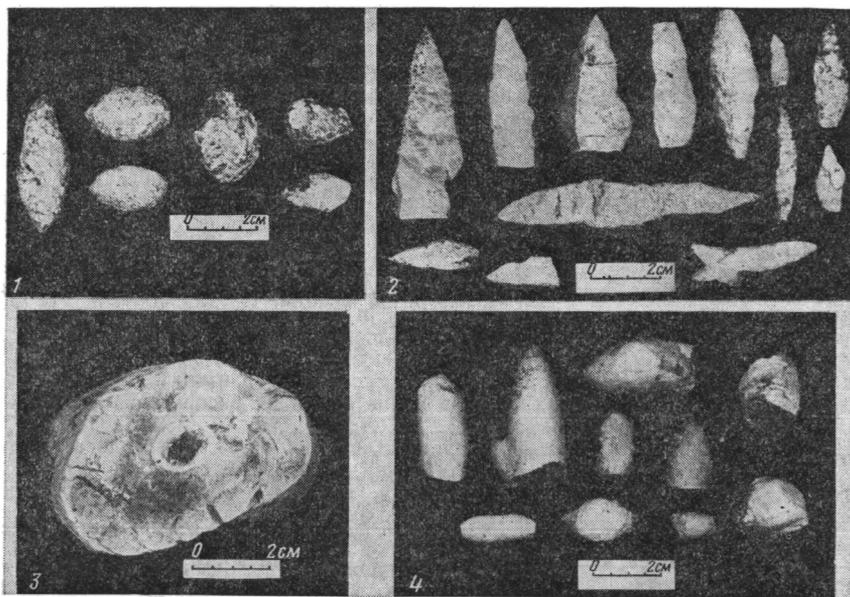
УДК 552.14 : 551.78 (571.66)

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЕННОЙШ В КАЙНОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ
КАМЧАТКИ И ИХ ВОЗМОЖНОЕ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ
ЗНАЧЕНИЕ

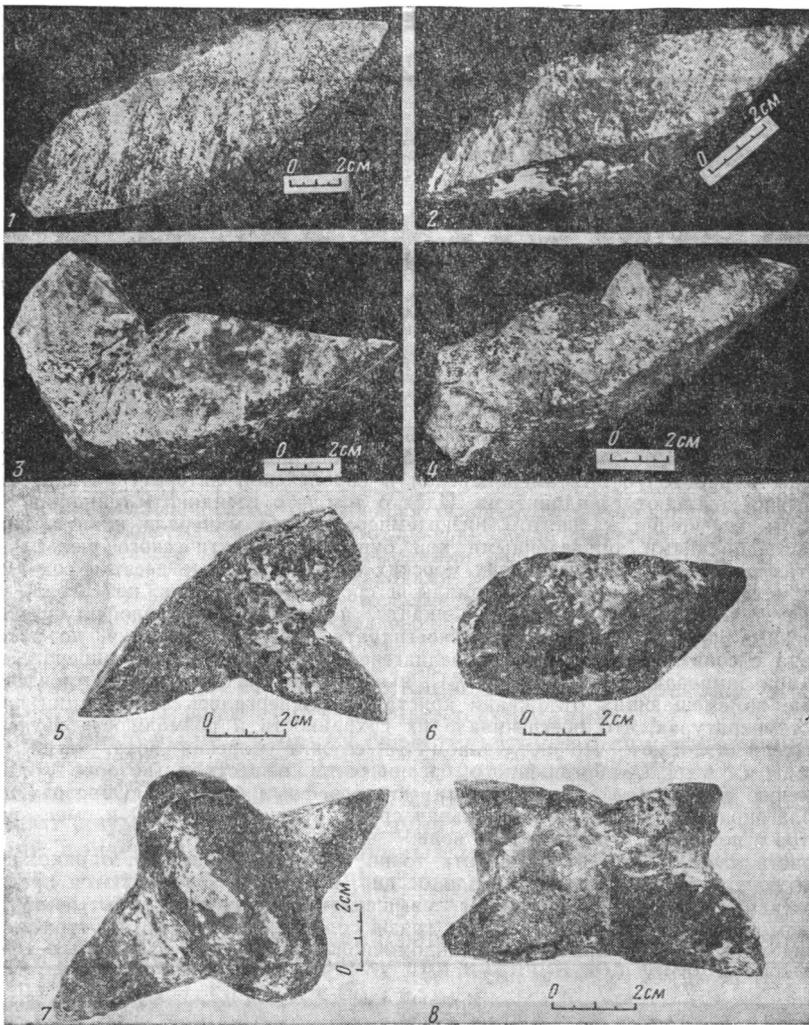
КРАЕВАЯ Т. С., ЧЕЛЕБАЕВА А. И., ШАНЦЕР А. Е.

Образования, называемые японскими геологами геннойшами, давно привлекают внимание литологов. Перечень многочисленных наименований, под которыми они описаны в литературе, и сложная история выяснения происхождения геннойш подробно изложены в работе [5]. В американской и европейской литературе такие образования обычно называют глендонитами. Идея о том, что глендониты-геннойши являются продуктом замещения кальцитом низкотемпературного минерала икаита, подтвердилась исследованиями, проведенными при бурении антарктического шельфа [12]. В ходе этих работ в придонных слоях морских осадков (первые десятки сантиметров — первые метры) были найдены кристаллы и сростки кристаллов, по составу идентичные синтетическому $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и икаиту, а по форме — геннойшам-глендонитам. Извлеченные из осадка кристаллы гексагидрата карбоната кальция, по заключению И. Суэца с соавт. представляют раннедиагенетический аутигенный минерал, образующийся при температуре воды ниже 0°C , и являются предшественниками глендонитов. Вынутые из вмещающих отложений кристаллы подвергались консервации при минусовых температурах, что обеспечивало их сохранность и возможность изучения. Исследователи полагают, что источником Ca служит морская вода, тогда как CO_2 поступает из осадка, обогащенного органическим веществом, которое подвергается разложению в результате деятельности гетеротрофных бактерий. Образованию минерала благоприятствует восстановительная среда, присутствие MgO и смеси полиметафосфатов и полифосфатов в морской воде.

Кристаллическая структура икаита точно пока не определена, однако, несомненно, она допускает «захват» материала осадка, в котором формируются предшественники глендонитов-геннойш, так как с повышением температуры добытые образования растекаются и превращаются в сгустки грязи, содержащие остатки субстрата. Об этом же свидетельствует и присутствие обломочной фракции в ископаемых геннойшах,



Фиг. 1. Геннойши типа А
1 — снатольская свита (Точилинский разрез); 2—4 — ковачинская свита, р. Морошечная (Ковачинский разрез)



Фиг. 2. Геннойши типа Б
1—8 — аманинская свита (Точилинский разрез, южное крыло антиклинали)

наблюдавшейся нами и другими исследователями, которая представлена фрагментами горных пород, минералов, в том числе пирита, водорослей и другой органики.

Установленные на антарктическом шельфе условия возникновения «праглендонитов» в основном совпадают с теми, что предполагались в последние годы исследователями, работавшими над ископаемым материалом: обилие органического материала в осадке, жизнедеятельность бактерий, небольшие глубины, низкие температуры [2]¹. В массе геохимических, гидродинамических и термических параметров, анализ которых не является целью данной статьи, в формировании геннойш-глендонитов наиболее выдающуюся роль, пожалуй, играют низкие температуры. Поэтому вполне правомочно, по-видимому, предложение Е. Кемпера [10, 11] использовать геннойш-глендониты в качестве индикаторов низких температур (близких к 0°С или отрицательных) в толщах мелководных осадков и учитывать их распространение при палеоклиматических реконструкциях.

Нельзя, однако, не отметить, что присутствие или отсутствие в древних отложениях геннойш свидетельствует о существовании условий не только для их зарождения, но и для консервации этих образований, которая происходит путем более или менее полной вторичной кальцитизации. Каковы эти условия? Наиболее логично предполагать в первую очередь достаточно длительную стабильность всех параметров среды и по крайней мере температур. При нестабильности термического режима, в частности при кратковременности минусовых температур, вероятнее всего, что

¹ Предположение Н. Г. Бродской и Н. В. Ренгартен о том, что кристаллоподобная форма геннойш обусловлена загипсованностью известково-водорослевого каркаса, представляется, однако, мало убедительным в свете имеющихся в настоящее время данных.

первичная форма кристаллитов иканта будет искажаться — оплавляться, растекаться, либо вовсе исчезать. Длительная стабильность условий, по-видимому, способствует росту образований и развитию кальцитизации. Процесс формирования псевдометаморфоз пока тоже мало изучен. Но в настоящее время уже ясно, что для палеоклиматических реконструкций значение может иметь не только сам факт присутствия или отсутствия геннойши, но и их морфология.

Разнообразие форм и размеров геннойш-глендонитов вообще освещалось в литературе неоднократно, однако пока отсутствуют публикации об изменении этих особенностей в связи со стратиграфическим положением их в разрезах более или менее значительного возрастного диапазона. Такие изменения тем не менее существуют, что отчетливо видно при сравнении геннойш из различных свит палеогена и неогена Камчатки.

До сих пор считалось, что геннойши в этом регионе характерны для отложений воямпольской и кавранской серий, охватывающих верхи эоцена, олигоцен и неоген. О находке геннойш в более древних горизонтах снатольской и ковачинской свит сообщается лишь в работе И. Б. Пleshакова [6], отметившего, что там они невелики, имеют веретенообразную форму и похожи на зерна ржи. Биостратиграфические исследования в Тигильском районе Западной Камчатки, проведенные в 1984 г. [3], дают основание считать, что указанный факт достоин более пристального внимания.

Как уже сообщалось нами [3], первое появление геннойш фиксируется в морских отложениях снатольской свиты (верхняя часть среднего эоцена). Встречаются они здесь спорадически, как правило, единично или в немногочисленных скоплениях, имеют веретенообразную форму (ложные бипирамиды), часто «закутаны» осадком, из которого видны лишь верхушки бипирамид (фиг. 1, а), длиной 2—2,5 см. В ковачинской свите (поздний, средний эоцен — верхний эоцен?) геннойши встречаются реже, но могут быть крупными. Это тоже простые ложные бипирамиды, изредка с единичным «двойником» в виде рога. Иногда они также «закутаны» осадком, но встречаются бипирамиды и с отчетливыми острыми гранями: в слоях с *Modiolus restorationensis* близ устья р. Морошечной (см. фиг. 1, б). Длина геннойш ковачинской свиты достигает 5—7 см, в поперечнике 1,2—1,4 см.

В амининской свите, относящейся к низам воямпольской серии, геннойши весьма обычны. Они представлены простыми бипирамидами, сростками двух-трех бипирамид, реже множественными сростками, имеют отчетливые, часто зеркально-блестящие грани (фиг. 2, 3, б). Размер отдельных бипирамид достигает 15×4 см.

В гаххинской свите геннойши многочисленны и очень крупные, часто встречаются внутри больших шаровидных карбонатных конкреций. Преобладают множественные («звездчатые») сростки, диаметр которых достигает 35 см, иногда более.

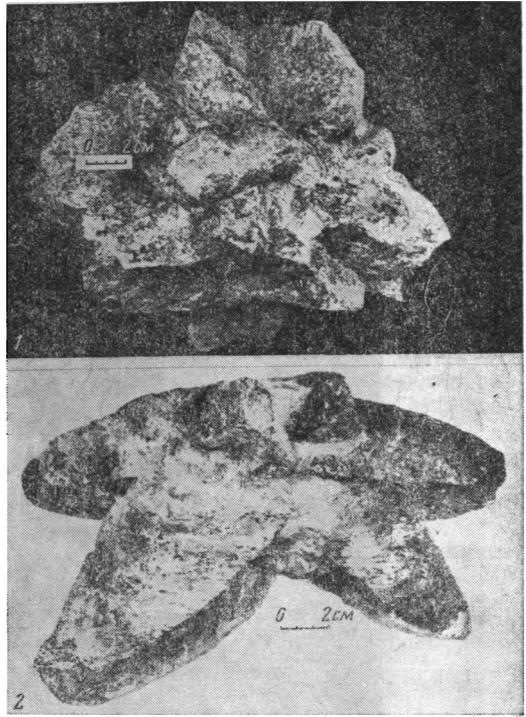
В утхолокской свите геннойши встречаются часто, нередко концентрируясь в отдельных пачках. По форме и размерам они близки гаххинским. В некоторых прослоях преобладают геннойши, диаметр которых в среднем составляет 7—12 см (отдельные до 20—30 см), представляющие «ежеподобные» сростки (фиг. 4). В вивентекской свите геннойши редки, но встреченные разновидности морфологически близки утхолокским.

В кулувенской свите Точилинского разреза геннойши часто вышелочены и о них можно судить в основном лишь по пустотам. Здесь, по-видимому, распространены псевдоморфозы, морфологически близкие к амининским. Единственная найденная кальцитовая геннойша представляет простую бипирамиду с зеркальными гранями длиной около 15 см. Пустоты также оставлены простыми формами.

Встречаемость геннойш в изученных разрезах Тигильского района неодинакова, но изменение их морфологии и размеров выдерживается достаточно четко везде. На этом основании можно выделить три морфологические группы.

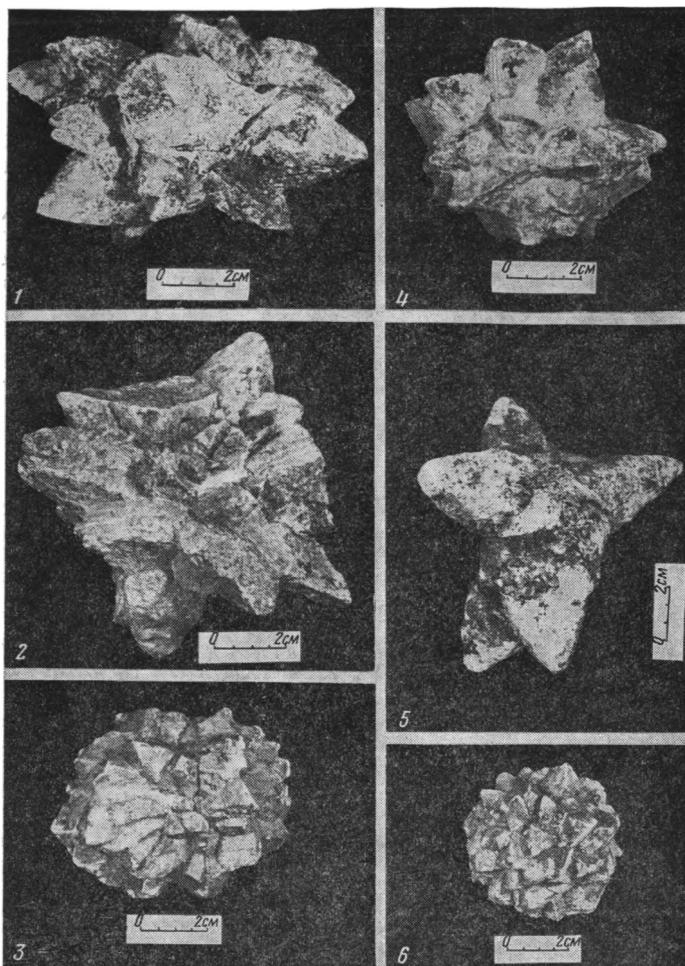
1. Тип А — простые бипирамиды, редко с зачатками двойных сростков; длина преимущественно от 1,5 до 7 см.

2. Тип Б — простые бипирамиды и двойные или тройные сростки, редко более сложные; размеры достигают 10—15×2—4 см.



Фиг. 3. Геннойши типа В

- 1 — утхолокская свита (Точилинский разрез);
2 — амининская свита (Точилинский разрез, южное крыло антиклинали)



Фиг. 4. Геннойши типа В 1—6 — утхолокская свита (Точиллинский разрез, южное крыло антиклинали)

3. Тип В — множественные — звездчатые и ежеподобные сростки диаметром от 5—7 до 30—35 см и более.

Учитывая сведения, имеющиеся в настоящее время об условиях формирования и консервации геннойш-глендонитов можно предполагать, что отложения с геннойшами типа А соответствуют климату, в котором минусовые (отрицательные) температуры в пределах литорали проявлялись редко, нерегулярно и кратковременно. Появление геннойш типа В свидетельствует о более длительных и, вероятно, чаще наступавших понижениях палеотемператур. Геннойши типа В формировались, вероятно, в условиях контрастного климата с регулярно наступавшим холодным (зимним) периодом.

Эти предположения подтверждаются палеоботаническими и палеонтологическими данными. Флора снатольской и ковачинской свит весьма теплолюбивая с участием лавровых и экзотических хвойных соответствует, по-видимому, условиям, близким к субтропическим. Более высокие слои в Тигильском районе не содержат остатков растений. Севернее, в бухте Подкагерной [7], известна флора из иргиринской свиты, обычно коррелирующаяся с ковачинской. Однако иргиринская флора соответствует более умеренному и влажному климату, а ее частичный фациальный аналог — ратэгинская свита содержит геннойши типа В, находимые в аманинской свите. Это позволяет думать, что корреляция с последней имеет свои основания.

Похолодание климата в гакхинское, утхолокское и вивентекское время устанавливается по моллюскам и фораминиферам [1]. Присутствие в осадках плавающей гальки и закономерное нарастание ее количества снизу вверх по разрезу (а в утхолокское время и появление валунов) говорит об увеличении роли ледового разноса, что также свидетельствует о похолодании. Возможно, это похолодание заключалось в появлении сезонов с низкими температурами, которое с течением времени становилось все больше регулярным. Не исключено, что процесс становления контрастного

климата протекал не постепенно, и какие-то моменты с весьма резкими скачками, как, например, при появлении геннойши типа Б (аманинское время). В воямпольское и кавранское время (олигоцен — неоген), судя по распространению и морфологии геннойши, существовал, вероятно, уже вполне сформировавшийся контрастный тип климата с зимним периодом. Проявлявшиеся на его фоне в позднем кайнозое палеоклиматические флуктуации, по-видимому, не приводили к обратному ходу развития и имели, таким образом, другой характер, чем изменения, происходившие во второй половине эоцена, когда менялся сам тип климата (от неоконтрастного к контрастному). Поэтому, несмотря на прохождение геннойши по всему разрезу воямпольской и кавранской серий, в этих толщах неизвестны геннойши типа А, свойственные лишь одному рубежу в истории кайнозоя Камчатки.

О широком распространении геннойши-глендонитов в пределах северо-западного обрамления Пацифики известно давно. Из имеющихся скудных публикаций можно видеть, что они присутствуют и на северо-востоке. Миоценовым глендонитам формации Астория посвящена работа Р. Боггса [8]. В ней упоминается о существовании коллекций глендонитов из более древних толщ, а именно из формации Твин-Ривер п-ова Олимпик и формации Линкольн (шт. Вашингтон). Последнее особенно интересно ввиду того, что с отложениями формации Линкольн коррелируется ковачинский горизонт Камчатки. Обилие глендонитов отмечается в верхней половине формации Стиповак на п-ове Аляска [9], по ряду данных сопоставимой с ковачинским или с постковачинским горизонтами Камчатки. Сахалинские геннойши из геннойшинской свиты [4] принадлежат к типу Б или В, что совпадает с современными взглядами на корреляцию ее с низами воямпольской серии Камчатки.

Таким образом, вполне возможно, что по крайней мере в пределах Северной Пацифики изменение климата в кайнозое происходило субсинхронно в основных чертах. Насколько климатические этапы надежно отражены в морфологии геннойши-глендонитов, могут показать лишь дальнейшие исследования. На наш взгляд, развитие их было бы весьма интересным и перспективным, особенно для толщ слабо охарактеризованных палеонтологически или содержащих остатки организмов разных экотопов.

Литература

1. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Камчатки//Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 385. 331 с.
2. Бродская Н. Г., Ренгартен Н. В. Органогенная природа диагенетических образований типа геннойши//Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 312—323.
3. Гладенков Ю. Б., Синельникова В. Н., Челебаева А. И., Шанцер А. Е. Проблемы палеогена Тигильского района Западной Камчатки//Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 45—55.
4. Захарова М. А. Литология палеогеновых отложений Сахалина и условия их образования. Новосибирск: Наука, 1974. 107 с.
5. Каплан М. Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюсит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 125—141.
6. Пleshakov И. Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки//Тр. ВНИГРИ. Сер. А. 1937. Вып. 123. 92 с.
7. Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Краевая Т. С. Эоценовый тектонический эпизод на северо-западе Качатки и его стратиграфическое значение//Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. 1. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 19—44.
8. Boggs R. S. Petrography and geochemistry of rhombic calcite pseudomorphoses from midtertiary mudstones of the Pacific, Northeast U. S. A.//Sedimentology. 1972. V. 19. № 3—4. P. 95—99.
9. Burk C. A. Geology the Alaska peninsula — Island arc and continental margin. Princeton, New Jersey//Geol. Soc. Amer. 1965. Mem. 99. Pt 1. P. 250.
10. Kemper E., Schmitz H. H. Glendonite — indicatoren des polarmarinen ablagerungsmilieus//Geol. Rundschau. 1981. B. 70. № 2. S. 759—773.
11. Kemper E. Über Kalt- und warmzeiten der Unterkreide//Zitteliana. 1983. № 10. P. 359—369.
12. Suess E., Balzer W., Hesse K.-F. e. a. Calcium carbonate hexahydrate from Organic-rich sediments of the Antarctic shelf: precursors of Glendonites//Science. 1982. V. 216. № 4550. P. 1128—1131.

МЕТОДИКА

УДК 551.351.3

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ИЛОВ

ШУМЕНКО С. И.

Работами многих исследователей установлена широкая распространенность известковых осадков на дне Мирового океана. В последние годы выяснена и важная породообразующая роль остатков известкового нанопланктона. В настоящее время уже редко можно встретить ставший анахронизмом термин «глобигериновый ил», обычно речь идет о фораминиферовых, фораминиферо-кокколитовых и кокколитово-фораминиферовых илах. Однако названия эти даются на основании либо визуальных описаний проб осадков, либо в лучшем случае на основании их просмотра под бинокулярным микроскопом при небольших увеличениях, что, учитывая микронные размеры нанофоссилий, нередко также ведет к субъективным заключениям о компонентном составе осадков. При увеличениях до 100 раз невозможно оценить количественно соотношение тонкостенных камер фораминифер и мельчайших кокколитов, которые к тому же прилипают снаружи и нередко попадают внутрь камер, иногда заполняя их полностью. Часто при этом не учитывается гранулометрический состав некарбонатной составляющей.

Для того чтобы избежать субъективизма в определении названий известковых илов и внести элемент количественного анализа, нами была предложена методика, позволяющая использовать результаты гранулометрического анализа и определений карбонатности осадков, которые обычно выполняются в условиях судовых лабораторий в ходе рейса.

Методика основана на данных микроскопических исследований, согласно которым в пелагических карбонатных осадках в подавляющем большинстве случаев играют основную роль два компонента: фрагменты и целые раковины планктонных фораминифер и минеральные остатки известкового нанопланктона. Лишь изредка на подводных возвышенностях экваториальной и субтропической частей океана существенное значение приобретают арагонитовые фрагменты панцирей птеропод.

Поскольку фораминиферы и их фрагменты на один-два порядка, а то и больше превышают по размерам нанофоссилии, создается субъективное впечатление, что осадок представлен главным образом фораминиферами даже при равном или преобладающем содержании остатков нанопланктона.

Таблица 1

Основные породообразующие компоненты донных осадков зоны разлома Вима (станция 4072)

Горизонт, см	Гранулометрия		СаСО ₃	Фораминиферы	Кокколиты	Песок *	Алеврит	Пелит
	класс	%						
65	Песок	78	95	74	—	4	—	—
	Алеврит	12	72	—	8,6	—	3,4	—
	Пелит	10	50	—	5	—	—	5
	Ил кокколитово-фораминиферовый, глинистый							
170	Песок	42	95	40	—	2	—	—
	Алеврит	27	97	—	26	—	1	—
	Пелит	31	81	—	25	—	—	6
	Ил фораминиферо-кокколитовый, глинистый							
285	Песок	32	97	31	—	1	—	—
	Алеврит	37	98	—	36	—	1	—
	Пелит	31	85	—	26	—	—	5
	Ил фораминиферо-кокколитовый, глинистый							

* Содержание песка немного завышено за счет тонкодисперсной некарбонатной примеси в камерах фораминифер.

Основные породообразующие компоненты донных осадков Атлантики

Номер станции	Горизонт, см	Гранулометрия		CaCO ₃	Фораминиферы	Кокколиты	Песок	Алеврит	Пелит
		класс	%						
<i>Разлом Вернадского</i>									
4243	50	Песок	85,5	99	84,6	—	0,9	—	—
		Алеврит	13,3	60	—	8	—	5,3	—
		Пелит	1,2	не опр.	—	—	—	—	1,27
		Ил кокколито-фораминиферовый, алевритистый							
<i>Банка Жозефин</i>									
4002	4—9	Песок	20	85	17	—	3	—	—
		Алеврит	47	58	—	27,3	—	19,7	—
		Пелит	33	47	—	15,5	—	—	17,5
		Ил фораминиферо-кокколитовый, глинисто-алевритистый							
40—44	40—44	Песок	20	73	14,6	—	5,4	—	—
		Алеврит	40	43	—	17,7	—	22,8	—
		Пелит	40	28	—	11,2	—	—	28,8
		Ил фораминиферо-кокколитовый, алевритисто-глинистый							
<i>Банка Ампер</i>									
4003	3—8	Песок	19	38	7,2	—	11,8	—	—
		Алеврит	42	34	—	14,3	—	27,7	—
		Пелит	39	29	—	11,3	—	—	27,7
		Ил фораминиферо-кокколитовый, алевритоглинистый							

Предложенная методика основана на этих различиях размеров органических остатков. Карбонатная часть пелитовой фракции ($\leq 0,004$ мм) состоит полностью из фрагментов нанопланктона. Алевритовая фракция (0,004—0,05 мм) в своей карбонатной части в подавляющем большинстве сложена остатками нанопланктона. Здесь, правда, встречаются и мелкие обломки фораминифер, но содержание их незначительно и полностью компенсируется примесью остатков нанопланктона в камерах фораминифер, которые преобладают во фракциях более 0,05 мм. Таким образом, определив содержание карбонатов в каждой из трех фракций, легко пересчитать их на основные породообразующие органические и неорганические компоненты (глинистые минералы и терригенную примесь). Содержание последних определяется после вычитания карбонатов в каждой фракции.

Ход такого пересчета виден из конкретных анализов, проведенных на различных станциях во время 28-го рейса НИС «Академик Вернадский» (табл. 1, 2).

Приведенные в таблицах аналитические данные свидетельствуют о повсеместном распространении в пелагиали Атлантического океана кокколито-фораминиферовых и фораминиферо-кокколитовых илов. Даже в том случае, если осадок визуально и при исследовании под бинокулярной лупой типа МБС кажется типичным «фораминиферовым песком», и то он оказывается не менее чем на 8—10% состоящим из остатков нанопланктона. По-видимому, настоящие «фораминиферовые пески» в пелагической части океана — явление редкое, указывающее не на первичный состав донных осадков, а на интенсивный их гидродинамический перемыв, что может быть на подводных возвышенностях, вершины которых располагаются неглубоко под поверхностью воды, в зоне волноприбойной деятельности.

КРИТИКА

УДК 553.982 (479.24)

**РЕЦЕНЗИЯ НА КАРТУ И ОБЪЯСНИТЕЛЬНУЮ ЗАПИСКУ
К «КАРТЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА И ПЕРСПЕКТИВНЫХ
СТРУКТУР АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР» МАСШТАБА 1 : 500 000 ***

ХОЛОДОВ В. Н., ТУРОВСКИЙ Д. С.

Рассматриваемая карта значительно отличается от предыдущей, изданной в 1958 г. под редакцией М. В. Абрамовича, Б. К. Баба-заде и Ш. Ф. Мехтиева, как по методике составления, так и по содержанию. Основным исходным материалом при составлении данной карты послужили «Карта нефтегазоносности СССР» м-ба 1 : 2 500 000, «Тектоническая карта Азербайджанской ССР» м-ба 1 : 500 000, «Карта грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР» м-ба 1 : 500 000, структурные построения по важнейшим нефтегазоносным и перспективным комплексам, результаты поисково-разведочных работ, геофизических исследований и научных обобщений за последние 25—30 лет.

Карта отражает структурно-тектонические особенности депрессионных зон Азербайджана, глубинные и региональные разломы, мощность осадочного выполнения, структурные схемы основных нефтегазоносных и перспективных комплексов, фонд выявленных структур, размещение нефтяных и газовых (газоконденсатных) месторождений и содержит много новых данных о геологическом и литолого-фациальном строении Азербайджана.

Авторы, учитывая погрешности и недостатки предыдущих карт, стремились при составлении новой карты максимально обеспечить ее информативность и детальность, уделяя большое внимание основным глубинным разломам и разрывам, выявлению структур и месторождений по плиоцен-четвертичному, палеоген-миоценовому и мезозойскому этажам, структурным схемам по основным этажам нефтегазоносности. На карте впервые показаны морское продолжение Яшминского глубинного разлома на юге, основные структурные элементы Южного Каспия, значительно расширены границы Апшеронского нефтегазоносного района, уточнено положение и протяженность субширотного глубинного разлома, ограничивающего с юга Апшеронско-Прибалхашскую зону поднятий. На суше впервые обозначены юго-западная граница распространения продуктивной толщи в Куринской впадине и линии выклинивания отдельных стратиграфических интервалов разреза палеогена — миоцена на северо-восточном борту Евлах-Агджабдинского прогиба и т. д. В новом варианте оконтурены выявленные выступы эрозийной поверхности мезозойских отложений. Авторы дают подробную схему нефтегазогеологического районирования с выделением нефтегазоносных районов, перспективных и возможно перспективных территорий и территорий с невыясненными перспективами нефтегазоносности. Впервые в нефтегазоносных районах и перспективных территориях Азербайджана выделены главные нефтегазоносные комплексы, содержащие более 50% начальных потенциальных ресурсов нефти и газа, и нефтегазоносные комплексы с долей потенциальных ресурсов до 10%, от 10 до 30 и от 30 до 50%.

Подчеркнуто, что ведущим нефтегазоносным комплексом в пределах Южно-Каспийской впадины является продуктивная толща (средний плиоцен), с которой связаны значительные потенциальные ресурсы нефти и газа.

В объяснительной записке дается краткое литологическое описание регионально-нефтегазоносных свит Азербайджана (глава 2) и подчеркивается, что регионально-нефтегазоносные свиты в зависимости от палеогеографических и фациально-геохимических условий их образования имеют неравнозначную оценку перспектив нефтегазоносности в отдельных районах и перспективных территориях, что нашло свое отражение в содержании карты.

В главе 3 объяснительной записки рассмотрены принципы нефтегазогеологического районирования и рациональный комплекс поисково-разведочных работ в Азербайджане. В отличие от предыдущих исследователей, авторами карты в основу нефтегазогеологического районирования Азербайджана положен геотектонический принцип с учетом мощности и фациально-геохимических условий осадочного выполнения, степени изученности района и надежности основных критериев оценки перспектив нефтегазоносности.

При оценке перспектив нефтегазоносности авторы предлагают следующие критерии: удельный вес потенциальных ресурсов нефти и газа, удельную плотность перспективных и прогнозных запасов, перевод запасов в промышленные категории, харак-

* Авторы: А. И. Алиев, Ф. М. Батир-заде, З. А. Буннат-заде, А. Н. Гусейнов, Ф. Г. Дадашев, Ш. Ф. Мехтиев, С. Г. Салаев, Х. В. Юсуф-заде (Баку, 1985).

теристику результативности поисково-разведочных работ и буровых работ, палеогеографические, геолого-геохимические условия и т. д. По мере получения новых геологических данных, позволяющих дать обоснованную оценку перспектив нефтегазоносности, выделенные районы могут быть переведены последовательно в высшие категории.

Выделяя и давая характеристику основным нефтегазоносным районам и перспективным территориям Азербайджанской ССР (глава 4), авторы впервые наносят на карту территории с невыясненными перспективами нефтегазоносности; к ним относятся Джарлы-Саатлинская и Мильско-Муганьская зоны погребенных мезозойских поднятий, Алазано-Агричайский и Аракский наложенные прогибы и Нахичеванская мулда. В этих районах, по мнению авторов, необходимо проводить региональные геолого-геофизические исследования и опорное бурение с целью изучения геологического строения и разреза осадочного выполнения для обоснования перспектив их нефтегазоносности.

Большое значение авторы карты придают геологическим предпосылкам поисков нефтяных залежей в глубоко погруженных комплексах отложений и особенностям оценки их прогнозных ресурсов, отмечая, что большую помощь прогнозной оценке таких залежей может дать бурение глубоких и сверхглубоких параметрических скважин.

Авторы карты подробно рассматривают грязевой вулканизм как критерий нефтегазоносности недр, установив генетическую связь каналов эрупции вулканов через региональные разломы со значительными глубинами земных недр, косвенную морфологическую связь грязевых вулканов с приразломными антиклинальными складками, странственную географическую связь вулканов с региональными разломами.

В главах 7 и 8 объяснительной записки рассмотрены рациональные методы поисков нефтегазовых залежей и даются рекомендации по эффективным направлениям поисково-разведочных работ.

В целом «Карта месторождений нефти и газа и перспективных структур Азербайджанской ССР» довольно точно отражает строение нефтегазоносных районов и перспективных территорий, основные и перспективные нефтегазоносные комплексы и фонд выявленных структур, а также закономерности размещения месторождений в депрессионных зонах; она несомненно является новым и ценным вкладом в познание нефтегазоносности Азербайджана и открывает новую страницу в истории разведки и эксплуатации его нефтяных и газовых богатств.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
26.II.1987

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1987 ГОД

<i>Адмакин Л. А., Портнов А. Г.</i> Тонштейны Иркутского бассейна	№ 3
<i>Али-Заде З. М., Мустафаев Г. Л.</i> Геохимические особенности раннегеосинклинальных осадочных пород Восточного Кавказа	№ 2
<i>Байков А. А., Седлецкий В. И., Семенов Г. А.</i> Верхнеюрские эвапоритовые образования и блоковая тектоника на Северном Кавказе	№ 2
<i>Бebeshev И. И.</i> Терригенно-минеральные ассоциации юрских отложений Тянь-Шаня	№ 5
<i>Белгородский Е. А.</i> Субмаринные вулканокластические отложения колчеданоносных структур Южного Урала	№ 2
<i>Белкин В. И.</i> Литология, фации и нефтеносность келловей-кимериджских отложений салымского района Западной Сибири	№ 3
<i>Бергман И. А.</i> О применимости петрохимических методов к реконструкции осадочного докембрия	№ 6
<i>Броневоy В. А., Теняков В. А.</i> К эволюции бокситообразующих процессов в фанерозое	№ 1
<i>Бямба Ж.</i> Древние фосфориты Монголии	№ 1
<i>Васильев В. П.</i> Твердый речной сток в Мировой океан	№ 6
<i>Вдовец А. З.</i> Алунитсодержащие метасоматиты Беганьского месторождения и условия их формирования	№ 5
<i>Волков И. И., Дубинин А. В.</i> Редкоземельные элементы в гидротермальных накоплениях железа и марганца в океане	№ 6
<i>Габелева Д. Я., Еременко В. И., Мамонтова Т. П.</i> Рентгеновская типизация хлоритов на примере разновозрастных пород палеозоя Тимано-Печорской провинции	№ 5
<i>Гаврилов Ю. О., Ципурский С. И.</i> Глинистые минералы нижне- и среднеюрских отложений Западного Дагестана	№ 1
<i>Гаврилов Ю. О., Ципурский С. И.</i> Глинистые минералы нижне- и среднеюрских отложений разных структурно-фациальных зон Центрального Кавказа	№ 6
<i>Гептнер А. Р., Кристманнсдохтур Х., Селезнева М. А.</i> Вторичные минералы базальтоидов, измененных гидротермальным рассолом на п-ве Рейкьянес (Исландия)	№ 2
<i>Гречишников А. Т.</i> Фации и закономерности размещения полезных ископаемых полтавской серии Днепровско-Донецкой впадины	№ 5
<i>Гречухин В. В., Воевода Б. И., Савченко А. В., Дараган В. Н., Иванов Л. А.</i> Литологические и петрофизические исследования отложений антрацитовых месторождений Донбасса	№ 4
<i>Гречухин В. В., Климов А. А., Бакланов В. Г., Черников А. Г., Воевода Б. И., Поляков А. П., Дарагае В. Н.</i> Генерализованная классификация угленосных пород и углей	№ 1
<i>Гугушвили В. И., Магулярия Т. А., Швелидзе И. У., Багдасарян Г. П., Гвахария В. Г., Омиадзе К. И.</i> Асканская группа бентонитовых месторождений (ГССР)	№ 3
<i>Данилов И. Д.</i> Криогенные дислокации в осадочных породах	№ 6
<i>Дворов В. И., Соколова Е. А.</i> Геолого-геохимические предпосылки формирования марганцевых руд Мангышлакского месторождения. Сообщение 2. Эллизионно-эпигенетическая модель марганцевого рудогенеза	№ 4
<i>Евзеров В. Я.</i> Формирование и размещение прибрежно-морских россыпей в области развития скандинавских ледниковых покровов	№ 1
<i>Жильцова И. Г., Полупанова Л. И., Шмариович Е. М., Перлина С. А.</i> Физико-химические условия формирования рудной ураниларсенатной минерализации	№ 3
<i>Жмур С. И., Степанова Н. А.</i> Об условиях накопления углеродистых пород оскольской серии нижнего протерозоя КМА и их аналогах в фанерозое	№ 6
<i>Зубков М. Ю., Мормышев В. В.</i> Вещественный состав и условия образования пород баженовской свиты Салымского месторождения	№ 2
<i>Кокин А. В., Силичев М. К.</i> Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии	№ 3

<i>Краевский Б. Г., Краевская М. К.</i> Фосфоритоносные формации восточной части Кузнецкого Алатау	№ 3
<i>Красильникова И. Г., Поташиник Б. А., Красотов Ю. М.</i> Геолого-минералогические особенности апатитового оруденения Селигдарского месторождения	№ 6
<i>Кропачева С. К., Пономарев В. Е., Довган В. И.</i> Новые данные о палеогеографических условиях формирования тирасских отложений Предкарпатья в связи с их сероносностью	№ 4
<i>Крючков В. Е.</i> Типы доломитов в верхнеюрских нефтегазоносных отложениях юга Туркмении	№ 3
<i>Курило М. В.</i> Полиметаллическая минерализация в осадочно-метаморфизованных толщах Украины (генетические типы, условия образования и типоморфизм минералов)	№ 5
<i>Лубченко И. Ю.</i> Вещественный состав и некоторые черты геохимии взвесей реки Терек	№ 6
<i>Лукьянов А. В., Щерба И. Г.</i> Моделирование автоколебательной системы в бассейне седиментации	№ 4
<i>Максумова Р. А.</i> Фациально-генетический анализ раннегеосинклинальных дофлишевых комплексов каледонид Северного Тянь-Шаня	№ 4
<i>Мехтиев Ш. Ф., Пашалы Н. В.</i> Литология среднеплиоценовых отложений Южного Каспия и их корреляция	№ 2
<i>Михайлов Б. М., Николаев В. А.</i> Гипергенные фосфоритовые руды в горах Букантау (Северные Кызылкумы)	№ 6
<i>Морозов А. А., Сидоренко Г. А., Коровушкин В. В.</i> О диагенетическом сульфиде трехвалентного железа в осадках Черного моря	№ 4
<i>Мурдмаа И. О., Иванова Е. В.</i> Глубоководные фации: современные и времени последнего оледенения	№ 1
<i>Петрова В. В., Бадамгарав Д., Соколова А. Л., Серебренникова Н. Д.</i> Новый тип цеолитолитов вулканогенно-лимнического генезиса (Южная Монголия)	№ 4
<i>Полянский Б. В., Ведерников В. В.</i> Пестроцветы бата Южной Ферганы (обоснование возраста и генезиса)	№ 3
<i>Псорошин В. Д.</i> Литогидрогеохимические критерии прогноза интенсивной катагенетической доломитизации известняков в галогенно-карбонатных формациях	№ 3
<i>Разумовский О. О., Понсе Н., Данилюк Л. Н., Дилья М., Корпаш Л.</i> Диапортовые бокситы Западной Кубы	№ 5
<i>Рассказов А. А., Абрамов А. В.</i> О содовых озерах МНР	№ 6
<i>Свальнов В. Н., Шишкова Е. Ю., Мурдмаа И. О.</i> Осадкообразование в радиольном поясе Тихого океана по фотографиям дна	№ 2
<i>Семихатов М. А., Горохов И. М., Ивановская Т. А., Рублев А. Г., Кутявин Э. П., Яковлева О. В., Бизунок М. Б.</i> Rb—Sr— и K—Ar—возраст глобулярных слоистых силикатов рифея и кембрия СССР: материалы к оценке геохронометра	№ 5
<i>Серова Н. Б.</i> Условия образования и закономерности распространения воскодержущих бурых углей кайнозоя СССР	№ 2
<i>Серова В. В., Хворова И. В., Горбунова З. Н.</i> Осадкообразование в рифте Таджура (Аденский залив)	№ 3
<i>Соколова Е. А., Дворов В. И.</i> Геолого-геохимические предпосылки формирования марганцевых руд Мангышлакского месторождения. Сообщение 1. Геология месторождения	№ 1
<i>Соловьев В. А., Гинсбург Г. Д.</i> Геотермические исследования в Мировом океане в связи с изучением газогидратоносности	№ 5
<i>Сорокин В. М., Соколов В. Н., Шлыков В. Г.</i> Генетические типы карбонатов позднечетвертичных осадков Черного моря	№ 1
<i>Сорокин В. М., Соколов В. Н., Шлыков В. Г.</i> Генетические типы карбонатов в позднечетвертичных осадках Каспийского моря	№ 3
<i>Супаташвили Г. Д., Лабраткава Н. А., Лория Н. В., Адамия Т. М.</i> Распределение мышьяка во взвеси и донных отложениях пресных водоемов	№ 1
<i>Тимофеев П. П.</i> Проблемы литологии	№ 3
<i>Тимофеев П. П.</i> Проблемы угольной геологии	№ 4
<i>Тимофеев П. П., Цеховский Ю. Г., Ерофеев В. С.</i> Тектоническая активность и ее литологические индикаторы на рубеже мела и палеогена	№ 5
<i>Успенская Т. Ю., Скорнякова Н. С.</i> Железомарганцевые конкреции и корки северо-западной части Тихого океана	№ 3
<i>Хворова И. В.</i> Отложения островодужных систем	№ 6
<i>Холодов В. Н.</i> О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов	№ 4
<i>Хрусталев Ю. П., Хрусталев Л. Ю., Туровский Д. С., Ле Тхий Хоп.</i> Минерализация донных осадков западного шельфа материкового склона Южно-Китайского моря	№ 2

- Чанышев И. С., Степанов В. А.* Распределение золота и углерода в терригенных толщах Центральной Колымы и локализация золотого оруденения . . . № 3
- Чухров Ф. В., Сахаров Б. А., Горшков А. И., Дриц В. А., Баринов Н. Н.* Новая смешанослойная фаза океанических железомарганцевых конкреций . . . № 5
- Шарков А. А.* Особенности строения и состава марганценосных нижнекаменноугольных отложений Южного Урала № 1

Краткие сообщения

- Баланчивадзе С. Г.* Особенности формирования и размещения среднеюрских угольных пластов на Ткибули-Шаорском месторождении № 1
- Блажчишин А. И., Ланге Д., Свинарченко В. К., Троцюк В. Я.* Газотурбированные осадки Балтийского моря № 5
- Борисенко Л. Ф., Тарасенко В. С., Поликашина Н. С., Чудинов В. И.* Кора выветривания с вивинитом на рудоносных габбро-норитах Новомиргородского массива № 5
- Бутузова Г. Ю., Штеренберг Л. Е., Воронин Б. И., Корина Е. А.* Самородные металлы в рудоносных осадках Красного моря № 2
- Гаврилов Ю. О.* К вопросу об условиях образования оолитосодержащих горизонтов Северного Кавказа № 3
- Кизилов Г. И.* Хромит в валунах Сарановских россыпей № 3
- Краевая Т. С., Челебаева А. И., Шанцер А. Е.* Морфологические типы геннойши в кайнозойских толщах Камчатки и их возможное климатостратиграфическое значение № 6
- Лисицин А. К., Киреев А. М., Шулик Л. С.* Ураноносность поровых растворов в пластовых условиях и в пробах, отобранных на анализ № 5
- Прокончук Б. И., Левин В. И., Колодько А. А.* Некоторые результаты изучения обломочного кварца из кимберлитовых пород № 3
- Тимофеев П. П., Жарков С. М.* О соотношении верхнеюрско-нижнемеловых морских мелководных и глубоководных геологических тел Бискайского бассейна № 1

Методика

- Егорова Т. Г., Ежова А. В., Каляцкий И. И., Лобанова Г. Л.* Сравнительный анализ дезинтеграционных методов при гранулометрии палеоструктур верхнеюрских песчаников № 1
- Шуменко С. И.* К методике изучения карбонатных илов № 6

Критика

- Смолин П. П.* К дискуссии о генезисе высокомагнезиальных полезных ископаемых № 3
- Станкевич Е. Ф.* О гидрогеологии и рассолах Припятского нефтегазоносного бассейна № 3
- Тимесков В. А.* О книге «Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнетита» № 1
- Холодов В. Н., Туровский Д. С.* Рецензия на карту и объяснительную записку к «Карте месторождений нефти и газа и перспективных структур Азербайджанской ССР» масштаба 1 : 500 000 № 6

Хроника

- Бибешев И. И.* VII Международное европейское совещание седиментологов № 4
- Давиденко Н. М., Шумилов Ю. В., Избеков Э. Д., Патык-Кара Н. Г., Рыжов Б. В.* Проблема концентрации и рассеяния минерального вещества в геологии россыпей № 1
- Кузнецов В. Г., Лучников В. С.* Геология рифов и их нефтегазоносность № 1
- Рентгартен Н. В., Штеренберг Л. Е.* Юбилей кафедры № 4

Тимофеев П. П., Полянский Б. В. Новая программа глобальной осадочной геологии	№ 2
Академик В. И. Попов (к 80-летию со дня рождения)	№ 4
Тимофеев П. П. Памяти академика А. В. Сидоренко (к 70-летию со дня рождения)	№ 5
<u>Михаил Павлович Фивег</u>	№ 1
Вниманию авторов!	№ 1
Содержание журнала за 1987 год	№ 6

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), **КАЛЕДА Г. А.**, **КОССОВСКАЯ А. Г.**,
КРАШЕННИКОВ Г. Ф., **ЛИСИЦЫН А. П.**, **МИХАЙЛОВ Б. М.** (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., **СИДОРЕНКО Св. А.**, **СОКОЛОВ А. С.**, **ТЕНЯКОВ В. А.**,
ТИМОФЕЕВ П. П., **ХВОРОВА И. В.** (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), **ЩЕРБАКОВ А. В.**

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), **KALEDA G. A.**, **KOSSOVSKAJA A. G.**,
KRASHENINNIKOV G. F., **LISITZIN A. P.**, **MICHAILOV B. M.** (deputy chief editor),
RONOV A. B., **SIDORENKO Sv. A.**, **SOKOLOV A. S.**, **TENJAKOV V. A.**, **TIMOFEEV P. P.**,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), **KHOLODOV V. N.** (editor), **SCHERBAKOV A. V.**

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 02.10.87 Подписано к печати 04.11.87 Т-18637 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 12,6 Усл. кр.-отг. 13,3 тыс. Уч.-изд. л. 14,5 Бум. л. 4,5
Тираж 1031 экз. Зак. 4317

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подссенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

В 296

ЛЕНИНСКИЙ ПР 67-170

МУРАВЬЕВУ ВИ.

70493

Цена 1 р. 80 к.

Индекс А70493

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Нечипоренко Г. О., Бондаренко Г. П. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МОРСКИХ КАРБОНАТОВ. 15 л. 2 р. 30 к.

Книга посвящена важному для теории карбонатообразования вопросу — осаждению карбонатов в условиях, близких к природным морским средам. В предлагаемой работе обобщены результаты серий экспериментов по осаждению карбонатов в зависимости от карбонатной щелочности в чистой морской воде, а также в присутствии гуминовых кислот, их комплексов с металлами, солей металлов. Установлены области устойчивости карбонатов кальция и магния. Детально изучены их минералогические и кристаллохимические особенности.

Монография предназначена для литологов, геохимиков, минералогов.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ. 16 л. 2 р. 40 к.

Книга посвящена одной из важнейших проблем геологии — решению задач нефтегазовой геологии современными геофизическими методами. На примере крупных нефтегазоносных регионов — Западная Сибирь, Урало-Поволжье, Казахстан, Северный Кавказ — показано, как с помощью принципиально новых методических подходов можно дать надежный прогноз нефтегазоносности на региональном и локальном уровнях. Монография содержит важную и принципиально новую геофизическую информацию.

Работа рассчитана на геологов, геофизиков, литологов, стратиграфов, тектонистов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА—ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, «В», 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.